

*Magyarul*

# GEOLOGICA HUNGARICA

FASCICULI INSTITUTI GEOLOGICI HUNGARIAE  
AD ILLUSTRANDAM NOTIONEM GEOLOGICAM  
ET PALAEOLOGICAM

## SERIES GEOLOGICA

TOMUS 18

- RAINCSÁKNÉ KOSÁRY ZSUZSANNA: A SZENDRŐI-HEGYSÉG DEVON KÉPZŐDMÉNYEI  
Zs. RAINCSÁK-KOSÁRY: DIE DEVONISCHEN BILDUNGEN DES SZENDRŐER GEBIRGES  
MIHÁLY SÁNDOR: A SZENDRŐI-HEGYSÉG KÖZÉPSŐDEVON TABULATÁI  
S. MIHÁLY: DIE MITTELDEVONISCHEN TABULATEN DES SZENDRŐER GEBIRGES  
LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI: A BALATON-VONAL NÉHÁNY PERMNÉL IDŐSEBB  
KÉPZŐDMÉNYÉNEK KÖZETTANI VIZSGÁLATA  
GY. LELKES-FELVÁRI: PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNG EINIGER PRÄ-  
PERMISCHEN BILDUNGEN DER BALATON-LINIE  
MONOSTORI MIKLÓS: A SZABADBATTYÁNI KARBON MÉSzkő MIKROFAUNÁJA  
М. Моноштори: Микрофауна каменноугольных известняков у с. Сабаттъян

Raincsákné Kosáry Zs. tanulmányát DR. BALOGH KÁLMÁN, DR. FÜLÖP JÓZSEF és DR. WEIN GYÖRGY; Dr. Mihály S. tanulmányát DR. BALOGH KÁLMÁN; Lelkesné Felvári Gy. és Dr. Monostori M. tanulmányát DR. MAJOROS GYÖRGY lektorálta

Szerkesztette:

a M. Áll. Földtani Intézet Kiadványszerkesztő Csoportja

Technikai szerkesztő:

GERGELYFFY LÁSZLÓNÉ

HU ISSN 0367—4150

Felelős kiadó: DR. KONDA JÓZSEF  
Megjelent a Műszaki Könyvkiadó gondozásában  
Budapest, 1978

Műszaki vezető: Hegedűs Ernő

Műszaki szerkesztő: Metzker Sándor

A könyv formátuma: A/4

Terjedelem: 39,5 (A/5) ív + mellékletek

Példányszám: 880

Betűcsalád és -méret: Extended, gm/gm

Ábrák száma: 117

Papír minősége: 120 g műnyomó

Azonossági szám: 0934



78.1487 Egyetemi Nyomda, Budapest  
Felelős vezető: Sümeghi Zoltán igazgató



**Raincsákné Kosáry Zs.:**

A Szendrői-hegység devon képződményei .....	7
Előszó (KONDA J.) .....	9
Bevezetés .....	11
Történeti áttekintés .....	11
A devon képződmények feltártsága és megkutatottsága .....	15
A települési viszonyokkal kapcsolatos problémák és ezek tisztázása .....	15
A devon alaphegység földtani felépítése .....	17
I. Központi törmelékes összlet .....	17
II. Mészko összlet .....	23
1. Átmeneti rétegcsoporth .....	23
2. Rakacai márvány rétegcsoporth .....	27
3. Crinoideás—tabulatás mészko rétegcsoporth .....	37
4. Felső törmelékes rétegcsoporth .....	40
Fiatalkorú képződmények .....	43
A devon képződmények anyagvizsgálati eredményeinek összefoglalása .....	43
Hegységszerkezeti formák és közhétszerkezeti jelenségek .....	57
Földtani fejlődéstörténet .....	62
A hegység szerkezete .....	63
Irodalom .....	64
Táblák .....	93

**Mihály S.:**

A Szendrői-hegység középsődevon Tabulatái .....	115
Bevezetés .....	117
I. A feltárások földtani leírása .....	119
II. Rendszertani leírás .....	124
III. Rendszertani, biosztratigráfiai, biokronológiai és paleobiogeográfiai összefoglaló .....	135
Irodalom .....	139
Táblák .....	163

**Lelkesné Felvári Gy.:**

A Balaton-vonal néhány permnél idősebb képződményének közhettani vizsgálata .....	193
Bevezetés .....	195
I. Balatonfőlkajári kvarcfillit sorozat .....	198
1. A földtani megismerés története .....	198
2. Kor és települési viszonyok .....	198
3. Közhettani vizsgálatok .....	198
4. Képződési viszonyok .....	202

II. Balaton-felvidéki pala sorozat .....	202
1. A földtani megismerés története .....	202
2. Kor és települési viszonyok .....	202
3. Kőzettani vizsgálatok .....	203
A) Tűlnyomórészt törmelékes kőzetek .....	203
B) Karbonátos kőzetek .....	208
4. Képződési viszonyok .....	209
III. Szabadbattyáni mészkő összlet .....	210
1. Földtani megismerés története, kor, települési viszonyok .....	210
2. Kőzettani vizsgálatok .....	210
3. Képződési viszonyok .....	213
IV. Polgárdi mészkő összlet .....	213
1. A földtani megismerés története' .....	213
2. Települési viszonyok, kor .....	214
3. Kőzettani vizsgálatok .....	214
4. Képződési viszonyok .....	216
V. Fülei konglomerátum összlet .....	216
1. A földtani megismerés története .....	216
2. Települési viszonyok, kor .....	217
3. Kőzettani vizsgálatok .....	217
4. Képződési viszonyok .....	219
Földtani értékelés .....	220
Irodalom .....	222
Táblák .....	241

#### Monostori M.:

A szabadbattyáni karbon mészkő mikrofaunája .....	297
Bevezetés .....	299
Kőzetjelleg, a fauna megtartása és eloszlása .....	299
Rétegtani értékelés .....	301
Fácies értékelés .....	303
Összefoglalás .....	303
Irodalom .....	303
Táblák .....	309

\* \* \*

#### Raincsák-Kosáry, Zs.:

Vorwort (J. KONDA) .....	69
Die devonischen Bildungen des Szendrőer Gebirges .....	71
Einleitung .....	71
Historischer Überblick .....	71
Aufschluss- und Erkundungsgrad der devonischen Bildungen .....	73
Probleme der Lagerungsverhältnisse und ihre Klärung .....	73
Der geologische Aufbau des devonischen Grundgebirges .....	75
I. Der zentrale klastische Komplex .....	75
II. Kalksteinkomplex .....	76
1. Die Übergangsschichtgruppe .....	76
2. Rakacaer Marmorschichtgruppe .....	77
3. Die Schichtgruppe des crinoideen-tabulatenführenden Kalksteins .....	80
4. Obere klastische Schichtgruppe .....	82
Junge Deckbildungen .....	83
Zusammenfassung der Ergebnisse der Materialuntersuchung der devonischen Bildungen .....	84
Tektonische Formen und gesteinsstrukturelle Erscheinungen .....	87

Geologische Entwicklungsgeschichte .....	90
Die Struktur des Gebirges .....	91
Schrifttum .....	64
Tafeln .....	93

### Mihály, S.:

Die mitteldevonischen Tabulaten des Szendrőer Gebirges .....	143
Einleitung .....	143
I. Geologische Beschreibung der Aufschlüsse .....	145
II. Systematische Beschreibung .....	150
III. Systematische, biostratigraphische, biochronologische und paläobiogeographische Zusammenfassung ...	159
Schrifttum .....	139
Tafeln .....	163

### Lelkes-Felvári, Gy.:

Petrographische Untersuchung einiger präpermischen Bildungen der Balaton-Linie .....	224
Einleitung .....	224
I. Die Quarzphyllitserie von Balatonfőkajár .....	224
Alter und Lagerungsverhältnisse .....	224
Petrographische Untersuchungen .....	226
Bildungsverhältnisse .....	227
II. Schieferserie des Balaton-Hochlandes .....	228
Alter und Lagerungsverhältnisse .....	228
Petrographische Untersuchungen .....	228
A) Vorwiegend klastische Gesteine .....	229
B) Karbonatische Gesteine .....	231
Bildungsverhältnisse .....	232
III. Kalksteinkomplex von Szabadbattyán .....	233
Geschichte der geologischen Erforschung, Alter, Lagerungsverhältnisse .....	233
Petrographische Untersuchungen .....	234
Bildungsverhältnisse .....	235
IV. Der Kalksteinkomplex von Polgárdi .....	235
Lagerungsverhältnisse, Alter .....	235
Petrographische Untersuchungen .....	236
Bildungsverhältnisse .....	236
V. Der Konglomeratkomplex von Füle .....	237
Lagerungsverhältnisse, Alter .....	237
Petrographische Untersuchungen .....	237
Bildungsverhältnisse .....	239
Geologische Auswertung .....	239
Schrifttum .....	222
Tafeln .....	241

### М. Моноштори:

Микрофауна каменноугольных известняков у с. Сабадбаттьян .....	305
Введение .....	305
Характер пород, сохранность и распределение фауны .....	305
Стратиграфическая оценка .....	306
Фациальная оценка .....	307
Резюме .....	308
Литература .....	303
Таблицы .....	309

## ELŐSZÓ

A M. Áll. Földtani Intézet a jelen *Geologica Hungarica* kötet közreadásával a hazai paleozóos képződményekre vonatkozó újabb adatok, ismeretek közkinccsé tételét, a további kutatómunka során történő hasznosítást kívánja szolgálni. A kötet közreadásra történő előkészítésekor a Szendrői-hegység szerkezetére vonatkozó szintetizáló dolgozat élénk szakmai vitát keltett.

A Szendrői-hegység sajátos földtani helyzeténél fogva — ez a hegység ugyanis a legészakkeletibb ÉK — DNy-i csapású tagja a magyar középhegységnek — FOETTERLE első bejárása óta ismételtelen felkeltette a szakemberek érdeklődését. Annál is inkább, mert a hegység felépítését a kicsiny és elszórt feltárások, továbbá a faunaszegénység miatt csak az optimálisnál több elméleti pótlással lehetett nagyobb keretekbe beilleszteni. Kezdetben még a rétegtani helyzet is csak „paleozóos” szintig volt biztos, s csak SCHRÉTER Z., majd BALOGH K. Szendrőlád környéki korall leleteinek meghatározásai (DOBROLJUBOVA, majd MIHÁLY S.) rögzítették a lemezes fekete mészkő devon időszakban való keletkezését.

A FÖLDVÁRI A. által kialakított tektonikai kép éppen úgy, mint az azt követők (SCHRÉTER Z., BALOGH K., JÁMBOR Á., NAGY ELEMÉR, RAINCSÁKNÉ KOSÁRY Zs. munkája) elsősorban azt bizonyítják, hogy a képződményegyüttesek (formációk) elkülönítése, kijelölése terén az évtizedek során a különböző kutatók között túl nagy különbségek nem voltak, s közzétani jellemzésük egyre magasabb színvonalat ért el. Ezek tehát ma is tényként kezelhetők. A szerkezeti kép azonban szerzőről szerzőre még mindig nagyon változik. FÖLDVÁRI A. azon elképzelése, hogy a kristályos mészkőre az agyagpala — homokkő sorozat rátolódott, a később felismert rétegváltakozásos kapcsolat feltárása miatt valószínűtlenné vált, de az egyetlen, 12 000 m vastag, geoszinklinális kifejlődésű rétegsor (JÁMBOR Á.) is túlzottan különlegesnek látszik az egyéb európai szelvények ismeretében. RAINCSÁKNÉ KOSÁRY Zs. antiklinális rekonstrukciójával BALOGH K. lektori véleményében ma is a sorozatok lényegében DK-i monoklinális dőlését állítja szembe, míg WEIN GY. lektori véleményében a rekonstrukciót fontos új eredményként üdvözlí.

Szerkesztő bizottságunk a dolgozatban foglalt új vizsgálati adatok, ismeretek közlését a hegység szerkezetéről vallott kép vitatott volta ellenére is indokoltnak tartja. Meggyőződésünk, hogy a sok tekintetben ellentétes szerkezeti elképzeléseknek egymáshoz és a valósághoz való további közelítését a hegység mélyfúrásos feltárásától várhatjuk. Reméljük, hogy a kötet közreadásával e további kutatótevékenységet is segítjük.

Budapest, 1977. április hó.

DR. KONDA JÓZSEF  
igazgató

## BEVEZETÉS

A M. Áll. Földtani Intézetben a „Magyarország paleozóos képződményeinek átfogó földtani vizsgálata” c. témával kapcsolatban 1969 – 71. évben földtani térképező és őslénytani gyűjtő munkát végeztünk a Szendrői-hegység területén MIHÁLY SÁNDOR paleontológussal. Az együttes munka őslénytani eredményeit MIHÁLY S.: A Szendrői-hegység középsődevon Tabulatái c., e munkával együtt megjelenő dolgozata tartalmazza.

A munka célja elsősorban a hegység fő tömegét alkotó ópaleozóos képződmények korának és az ún. I., II. és III. sorozat üledékképződési és szerkezeti kapcsolatának tisztázása volt, a részletesebb térképi újrafelvétel igénye nélkül.

JÁMBOR ÁRON: a „Szendrői-hegység földtani térképe” M=1:25 000 (1958) alapján jelöltük ki azt a hat szelvényt, amely mentén anyagváltozásonkénti anyaggyűjtést végeztünk, míg a szelvények közötti területen – a térképező munka mellett – csak szórványosan vettünk mintákat. Szelvényeinket, egy kivételével, a hegység uralkodó DDK-i dőlésirányának megfelelően ÉÉNy – DDK-i irányúnak választottuk. A földtani térképen B-vel jelzett (Rakacaszend-Irota) szelvényünk a geoelektromos szelvényezés alapján kitűzött Tornabarakony (Tb.) 1. sz. és a Rakacaszend (Rsz.) 3. sz. szerkezetkutató mélyfúrások által meghatározott szelvény felszíni folytatása és kiegészítője volt, a D. jelű szelvény a hegység ÉNy-i előterében mélyült Szendrő (Sz.) 20. sz. és 21. sz. grafitkutató fúrásokon át a Szendrőtől É-ra levő Kis-Somos-hegyhez csatlakozott. Az F. jelű szelvényt a hegység Ny-i peremén a Szendrő (Sz.) 21. sz. grafitkutató fúrás és az Edelénytől É-ra levő grafitkutató akna között jelöltük ki. Az A., C., E. jelű szelvényeink a hegység belsejében, nagyjából a hegység felszínen észlelhető határai között húzódtak.

A terepi munka során gyűjtött összes minta részletes laboratóriumi vizsgálatára a téma lezárása miatt nem került sor, így a dolgozat alapját elsősorban a terepi megfigyelések és a részletes vékonycsiszolati kiértékelés adja, kiegészítve a felszínről származó minták és a téma keretében mélyült szerkezetkutató mélyfúrások azonosítható képződményeinek vizsgálati eredményeivel.

A földtani anyagvizsgálat a MÁFI-ban és az OFKÉV Komlói Laboratóriumában készült 1970 – 1972-ben. A Rtg. vizsgálatot VICZIÁN I., a színképelemzést ZENTAY P., a termikus elemzést FÖLDVÁRI M. (MÁFI) végezte.

A terepi megfigyelések, az újabb mélyfúrások és az anyagvizsgálat eredményei alapján a munka kezdeti célkitűzései közül néhányat (számos kisebb bizonytalansággal terhelve) sikerült megoldanunk. Földtani, őslénytani és szerkezeti alapon igazoltnak véljük, hogy:

1. A hegység ópaleozóos képződményei folytonos tengeri üledékképződés során jöttek létre; az idősebb központi törmelékes összletből fejlődött ki a jelenlegi helyzetében ettől É-ra és D-re elhelyezkedő (fáciesében olykor eltérő) mészkő összlet.
2. A mészkő összlet kora korallkor és Crinoideaák alapján alsó-, középső- és felsődevon, a törmelékes összlet ennél idősebb, feltehetően alsódevon.
3. A hegység ópaleozóos képződményei részarányosan DK-i dőlésű tengelysíkú antiklinálist formáltak, amelyek magját a központi helyzetű törmelékes összlet, szárnyait pedig az É-i és D-i mészkővonulatok adták. Ezt az antiklinális szerkezetet egy DK – ÉNy-i irányú erőhatás deformálta, így jött létre a jelenlegi 3 osztatú monoklinális hegységszerkezet. E mozgással együtt járt a hegység redőinek deformálódása, és É-on egy pikkelyöv kialakulása. Végül az ilyenformán kialakult szerkezetet harmadkori törésszuszabdalta szét.

## TÖRTÉNETI ÁTTEKINTÉS

A Szendrői-hegység az Északi-középhegység DNY – ÉK-i csapású, paleozóos képződményekből álló vonulatának ÉK-i tagja. Földtani határait fiatal peremtörések adják. A Szendrői-hegység ópaleozóos képződményei DNY felé változó vastagságú harmadidőszaki rétegekkel fedetten (Rudolf-telep,

Ormosbánya, Izsófalva térségében felszíni kibúvásokban is) követhetők az Upponyi-hegység irányában Sajógalgócig. Innen már az „upponyi kifejlődésű” ópaleozóos rétegek figyelhetők meg.

Az ópaleozóos képződmények három, DNy – ÉK-i csapású vonulatot alkotnak. Az É-i vonulat (Szendrőtől Rakacáig) uralkodóan változó típusú mészkövekből, alárendelten törmelékes – agyagos eredetű kőzetekből épül fel. A középső vonulatban (Büdöskút-pusztától Gadnáig) a törmelékes kőzetek túlsúlya jellemző, míg a D-i vonulatban (Edelénytől Gadnáig) újra a mészkő dominál, de az É-i vonulathoz képest több törmelékes és agyagos eredetű képződményt tartalmaz.

A Szendrői-hegység három vonulatában a dőlés nagyjából DK-i, a szerkezet monoklinális jellegű. Ez a szerkezet normális települési helyzet feltételezése mellett arra engedne következtetni, hogy a hegységet felépítő képződmények D-ről É felé haladva egyre idősebbek. Részben e szerkezeti sajátosság, részben a szegényes fauna miatt a terület térképezői kénytelenek voltak földtani (főleg kőzettani) analógiákhoz folyamodni. Ezért a hegység paleozóos képződményeinek korát illetően az irodalomban az ordoviciumtól a felsőkarbonig terjedő besorolásokkal találkozunk (1. táblázat).

A Szendrői-hegység területéről az első adatokat HOCHSTETTER F. (1865) szolgáltatta. Az alaphegységet devon-alsókarbon korúnak tartotta.

BÖCKH J. (1867), FOETTERLE F. (1868, 1869) és HAUER F. (1869) a Szendrői-hegységet felépítő mindhárom sorozatot felsőkarbonba sorolta.

FÖLDVÁRI A. (1942) szerint az alaphegység képződményei három egymásra tolt pikkelyt alkotnak. Az É-i kristályos mészkövet alsókarbon, a középső, palából, alárendelten mészkőből álló, és a D-i, lemezes crinoideás mészkőből, homokkőből és palából felépített sorozatot felsőkarbon korúnak tartotta. A D-i sorozatban jelentkező durvakristályos fehér mészkő helyzetét „tektonikus ablak”-nak minősítette. Másrészt viszont utalt a sötétszürke crinoideás mészkő konkordáns helyzetére az említett fehér kristályos mészkő felett.

BALOGH K. (1949, 1950, 1952) és BALOGH K. – PANTÓ G. (1952) szerint a Szendrői-hegység paleozóos képződményei négy vonulatban helyezkednek el. Az I., II., III. vonulat megegyezik a FÖLDVÁRI A. által ismertetettel. A D-i (III.) vonulathoz Szendrőlád és Edelény között egy IV., változó színű és rétegzettségű kristályos mészkő, agyag és homokkőpalából álló sorozat csatlakozik. A Rudabányai-hegység K-i peremén elhelyezkedő, mangánlencsés kvarcitból és fillitből álló sorozatot PÁLFY M. és SCHRÉTER Z. véleményével ellentétben a középsőtriász ladini emeletébe sorolta. Véleménye szerint az I. és II. sorozat párhuzamosítható, a II. és IV. sorozat – anyaga alapján – azonosítható. A négy sorozat egymáshoz viszonyított helyzete tektonikus, pikkelyes rátolódással. A paleozóos sorozatok a Rudabányai-hegység triász képződményeivel rátolódási sík mentén érintkeznek, e sík mentén a Rudabányai-hegység képződményei rátolódtak a szendrői paleozóos rétegekre.

SCHRÉTER Z. (1949, 1952a, b) a hegység paleozóos képződményeit egységesen felsőkarbon korúnak tartotta. A felsőkarbon képződményeken belül két kifejlődést különített el. Az első: fehér-világos-szürke kristályos mészkő (ennek É-i vonulata Szendrő – Abod – Meszes – Rakaca környékén, D-i vonulata pedig Szendrőlád és Borsod környékén feltárt). A második: agyagpala, homokkő és sötét mészkő kifejlődés, amely ugyancsak két eltérő jellegű kifejlődést tartalmaz: 1. agyagpala – homokkő csoport, sötét mészkő-betelepülésekkel; 2. sötétszürke mészkő, agyagpala-betelepülésekkel.

BALOGH K. és SCHRÉTER Z. 1948 – 49-ben a Szendrőlád és Edelény között húzódó mészkő – pala sorozatból gazdag korall anyagot gyűjtött. A faunát elsőként KOLOSVÁRY G. (1951, 1959) határozta meg. Ez a később tévesnek bizonyult meghatározás, a faunát bezáró képződmények felsőkarbon korát látszott igazolni.

REICH L. (1952) az alaphegység képződményeit felsőkarbon – alsóperm üledékciklus során létrejöttek tekintette, leülepedési térszínként ÉK – DNy-i irányú tengervályút valószínűsített. Három sorozatot különített el É-ről D felé haladva: I. kristályos mészkő, II. alsó homokkő – pala és III. felső homokkő – pala sorozatot, és ehhez járul a hegység DK-i peremén (Irota – Gadna környékén), a IV. peremi (irotai) agyagpala sorozat. Véleménye szerint a hegység központi részén a paleozóos képződmények két szerkezeti egységben helyezkednek el (abodi és rakacai egység), utóbbi autochton helyzetű, melyre az abodi egység rátolódott.

JÁMBOR Á. (1961) a Szendrői-hegység három sorozatát folytonos tengeri üledékképződés eredményének tekintette. Legidősebbnek az É-i, legfiatalabbnak a D-i mészkővonulatot tartotta. A Garadna-völgy és Szendrőlád környékén feltárt mészkő- és pala sorozatból BALOGH K. által gyűjtött *Tabulák* T. A. DOBROLJUBOVA, I. I. CSUDINOVA, N. V. KABAKOVICS meghatározása, ill. a V. I. SZLAVIN által gyűjtött és B. SZ. SZOKOLOV által meghatározott maradványok egyaránt középsődevon korúnak bizonyultak. Így az őslénytani eredmények is igazolták JÁMBOR Á. azon elképzelését, hogy a III. sorozat (= D-i mészkővonulat) devon korú.

BALOGH K. (1961, 1964) szerint a Bükk hegység és a Rudabányai-hegység triász képződményeinek fáciesbeli eltérését nem magyarázhatjuk az uppony – szendrői vonulat ez idő alatti kiemelt helyzetével, mert törmelékanyaga nem szerepel a triász képződményekben. A Szepes-Gömöri Érc-hegység és a szendrői és upponyi varisztd alap az ausztriai mozgások során emelkedett ki és ezekhez igazodott a triász képződmények csapása. A paleozóos pászta és a triász képződmények DNy – ÉK-i

A szendrói paleozóikum besorolása a szakirodalomban

1. táblázat

FÖLDVÁRI A. 1942	SCHRÉTER Z. 1949–52	BALOGH K. 1949–52	REICH L. 1952	JÁMBOR Á. 1961	V. I. SZLÁVIN 1962	BALOGH K. 1964	NAGY E. 1972	R. KOSÁRY ZS. 1974
alsó			IV. Peremi(=írotai) agyvápala					
KARBON	alsó							
	felső	III. Szendróiadi sorozat II. Homokkőpala sorozat I: Szend–IV. Bor– rói sodi sorozat	III. Felső homokkőpala II. Alsó homokkőpala I. Mészpala és kristályos mészkő	III. Agyag– Crino– pala, ideás- homok- korallós kő mészkő II. Agyvápala- homokkő I. Kristályos mészkő	III. Mészkő, mész-, agyvápala, homokkőpala II. Agyvápala, homokkő, mészkő I. Sávós, szürke és fehér kristályos mészkő	III. Crinoideás- korallós mészkő, mészfillit II. Agyvápala, homokkő, mészkő I. Sávós, szürke és fehér kristályos mészkő	II. Mészkő összlet D-i É-i mészkő- mészkő- vonulat vonulat	
DEVON	alsó							
	középső							
SZILUR	alsó							
	felső							
ORDO – VICIUM	alsó							
	felső							



irányú érintkezési öve a harmadidőszakban újra aktivizálódott, ekkor következett be a Rudabányai-hegység diszharmonikus redőinek rátolódása a szendrői paleozóos képződményekre. 1964-ben megjelent monográfiájához mellékelt térkép a szendrői ópaleozóos képződményeket egységesen devonként ábrázolja.

V. I. SZLAVIN (1962) az É-i (I.) kristályos mészkő sorozatot, elsősorban A. G. VOLOGDIN fauna-meghatározása (*Crybrocyathus* sp., *Receptaculites* sp. és *Crinoidea* maradványok) és néhány megtekintett feltárás kőzetanyaga alapján az ordoviciumba, a középső (II.), alig metamorf törmelékes kőzetekből, alárendelten préselt mészkőből álló sorozatot bulgáriai analógia alapján szilurba, a D-i (III.), *Tabulatákat* tartalmazó mészkő-agyagpala sorozatot — N. V. KABAKOVICS, B. SZ. SZOKOLOV faunahatározásai alapján — a középsődevonba helyezte.

MOLNÁR P. (1967) a rudabányai ÉK-i kutatási terület szerkezetének értelmezése során rámutatott, hogy a hegység DK-i előterében triász agyagpala alatt harántolt, valószínűleg a szendrői II. sorozatot képviselő képződmények nem autochton helyzetűek. A Rudabányai-hegység DK-i irányú rátolódása a szendrői paleozóikumra az ausztriai hegységképződési fázis során következett be, s ez a mozgás a felsőpannoniai után megismétlődött.

RADÓCZ GY. (1969, 1971) ismertette a Szendrői-hegység D-i és K-i előterében mélyült alapfúrások és komplex geofizikai mérések alapján a paleozóos alaphegység domborzatát és kifejlődési típusát.

WEIN GY. (1969) a szendrői ópaleozóos képződményeket a dél-alpi kifejlődésekkel hozza kapcsolatba.

JASKÓ T. (1970) az I. (É-i) kristályos mészkő vonulatban — a II. (középső) sorozattal érintkező részén — metamorfizált transzgressziós konglomerátumot vélt felfedezni, amely véleménye szerint uralkodóan az I. sorozat kristályos mészkőanyagából áll. E képződmény részleges kiemelkedést és egy új üledékciklus kezdetét jelezné. A kiemelkedés (V. I. SZLAVIN korbesorolását alapul véve) ordovicium—szilur határon következett be, a takoni orogén fázis hatására.

NAGY E. (1971, 1972) és NAGY E.—SZEPESHÁZY K. (1971) a Szendrői-hegység ópaleozóos képződményeit É-i vergenciával többszörösen egymásra tolt összletnek tartotta, amelyben az ordovicium, szilur és devon időszakot látta képviselve. Az É-i kristályos mészkő sorozat a települési bélyegek, a kristályossági fok és a Karni Alpok—Karavankákbeli analógiák alapján ordoviciumi. E felett a szilurtól a középsődevonig terjedően homokkő, metakonglomerátum, mészhomokkő, crinoideás mészkő-betelepülésekkel tarkított mészfilit összlet helyezkedik el. Ennek az összletnek a kovapala-betelepüléseiből Irota—Gadna környékéről — ORAVECZ J. szóbeli közlése alapján — szilurra emlékeztető *Hydrozoa* ind. maradvány került elő. Az összlet legfelső része *Crinoideákkal*, *korallokkal* igazolhatóan középsődevon korú.

MIHÁLY S. (1971, 1972, 1976) szerint azok az I. és II. sorozatból előkerült maradványok (melyek alapján V. I. SZLAVIN és JASKÓ T. a hegységben ordovicium és szilur jelenlétét valószínűsítették) hibás meghatározásúak és így téves korjelzésre adhattak okot. Az ún. III. (D-i) sorozat kihengerelt mészkőlelencséinek *Tabulatái* és *Crinoideái* egyértelműen a középsődevon eifeli és giveti emeletére jellemzők. A Rakacaszend 3. sz. szerkezetkutató mélyfúrás korábban ordoviciuminak tartott kristályos mészkőve (*Cupressocrinites* sp., és *Stylocrinus* (= *Symbathocrinus*) *tabulatus* (MÜLLER) karíz és nyéltágiz maradványait tartalmazza. Mindkét genusöltő csak a devonra korlátozódik.

1965 és 1972 között a Szendrői-hegység területén, elsősorban fúrásos feltárással, diszítókö-kutatás folyt. E kutatás eredményeit számos, elsősorban a kitermelhetőségre, közetszilárdsági viszonyokra felvilágosítást adó dokumentáció ismerteti.

1975-ben, e dolgozat kéziratának lezárása után — részben ennek alapján — elkészült a hegység paleozóos képződményeinek litosztratigráfiai beosztása is.

A dolgozatban tárgyalt földtani egységek (A) és litosztratigráfiai (B) egységek a következőképpen egyeztetethetők:

A	B
I. Központi törmelékes összlet	1. Szendrői Formáció
II. Mészkő összlet	
1. Átmeneti rétegesoport	2. Meszesi Formáció
2. Rakacai márvány rétegesoport	3. Rakacai Formáció
A) Legidősebb rétegtagok	a) kristályos mészkő tagozat
C) Északi mészkőterület	
i) agyag-, aleurolit- és homokkőpala	b) agyagpala tagozat
B) Déli mészkőterület	
c) szericitlencsés mészkő	c) fehér—sárgásfehér mészkő—mészpala tagozat
d) tufás (?) mészkő	
e) vastagpados sárga mészkő	
3. Crinoideás-tabulatás mészkő rétegesoport	4. Szendrőládi Formáció
4. Felső törmelékes rétegesoport	5. Gadnai Formáció



## A DEVON KÉPZŐDMÉNYEK FELTÁRTSÁGA ÉS MEGKUTATOTTSÁGA

A hegység Ny-i és É-i peremén, Edelénytől Rakacáig, számos természetes feltárásban és kőbányában tanulmányozható a D-i és É-i mészkővonulat, Szendrőtől D-re pedig a központi törmelékes összlet képződményei. Hasonlóan jó a feltártság Szakácsi—Irota és Gadna környékén (a hegység DK-i peremén), de ezek elszigetelt helyzete az azonosítást kissé megnehezíti.

Gyengébb, de a képződmény azonosítását még lehetővé tevő a feltártság a Ny-i és É-i hegység-peremtől kb. 3–4 km-re a hegység belseje felé.

A hegység központi részén a feltárások ritkák, Besenyő-pusztá – Abod – Királykút-pusztá és Szakácsi között természetes feltárás nincs. A hegység belterületén a közelmúltig fúrásos és árkolásos feltárás nem volt. 1969-ben a MÁFI a rakacaszendi Kopasz-hegyen árkolást végeztetett. A feltárás során bizonyítottá vált a transzgressziós metakonglomerátum (JASKÓ T., 1970) fekvőhöz és fedőhöz egyaránt konkordáns helyzete, intrakonglomerátum jellege.

1969–70-ben a Kőfaragó Vállalat díszítőkő-kutatás céljára 10 db 40–100 m mélységű kutató-fúrást mélyített a D-i mészkővonulatban Szendrőlád és az É-i mészkővonulatban Meszes és Rakacaszend környékén.

A hegység DNy-i és Ny-i előtere fúrásokkal jól feltárt. Edelény környékén a helvét barnakőszéntelepes rétegcsoport kutatására mélyült több száz fúrás túlnyomó része a D-i mészkővonulat különböző helyzetű képződményeiben állt le. Szendrőlád és Szendrő között a pannóniai földes-fás barnakőszén kutatására mélyült 19 fúrás közül 11, pannóniai képződmények alatt, elérte a paleozóos alaphegységet.

Az 1970-ben mélyült Szendrő 20. sz. és Szendrő 21. sz. grafitkutató mélyfúrások rétegsora alapján ismertük meg a devon rétegsor legfiatalabb mészkő és záró törmelékes kifejlődésű képződményeit, amelyeket a hegység nagyobb részén az erős lepusztulás eltávolított, csak a D-i részen elszigetelten tanulmányozható a felszínen.

A hegység É-i előterében a „Magyarország paleozóos képződményeinek átfogó földtani vizsgálata” kutatási program keretében 3 szerkezetkutató mélyfúrás létesült, amelyek közül a Rakacaszend (Rsz.) 4/2 (=Tb. 2.) sz. és a Tornabarakony 1. sz. fúrás (1970) rétegsora a Szendrő 20. sz. ill. 21. sz. fúrások rétegsorával azonosítható. A Rakacaszend (Rsz.) 3. sz. fúrás (1970) a „rakacai márvány” rétegcsoport mélyebb részét és ennek fekvőjében az „átmeneti rétegcsoport” dolomitósodott mészkő rétegeit harántolta.

A hegység ÉK-i előterében a Felsőgagy (Fg.) 1. sz. fúrás (1967) a központi helyzetű törmelékes összletet; DK-i előterében az Alsóvadász (Av.) 1. sz. fúrás (1968) a legfiatalabb felső törmelékes rétegcsoportot; D-i előterében pedig a Lak (L.) 1. sz. (1967) és Damak (D.) 1. sz. fúrás (1958) a rakacai márvány rétegcsoportot tárta fel.

## A TELEPÜLÉSI VISZONYOKKAL KAPCSOLATOS PROBLÉMÁK ÉS EZEK TISZTÁZÁSA

A szendrői ópaleozóos képződmények tér és időrendi összefüggésének felismerését elsősorban a faunaelemek ritkasága és rossz megtartási állapota nehezítette. Az 1969–71-ben gyűjtött *korall* és *Crinoidea* maradványok és a Rsz. 3. sz. mélyfúrásban harántolt dolomitósodott mészkő *Crinoideái* alapján az É-i és D-i mészkővonulat (az antiklinális szárnyának) képződményei egyaránt devon időszerűsége bizonyultak. Területileg e két devon mészkővonulat között elhelyezkedő, uralkodóan törmelékes összlet csaknem teljesen faunamentes. Az összlet fiatalabb részének mészkövei tartalmaznak ugyan elliptikusan deformált *Crinoidea* nyél- és karíz-metszeteket, de ezek közelebbi meghatározásra alkalmatlanok. A finomabb-szemcsés homokkőrétegekben néhány növényi maradványra emlékeztető antracitosodott-grafitosodott, agyagásvánnyal és szericittel kitöltött, meghatározhatatlan töredék van. ORAVECZ J. szóbeli közlése alapján az Irota környéki kvarcpalák olyan *Hydrozoa*-maradványt tartalmaznak, amely szilurra utal. Minthogy e maradvány lelőhelyének közvetlen fekvőjében középsődevon crinoideás–tabulatás mészkő van, e maradvány szilurba tartozása kétséssé vált.

A települési viszonyok tisztázásával kapcsolatban a legnagyobb problémát az É-i vonulatban szinte egységes, és a D-i vonulatban is gyakoribb DK-i dőlésirány jelentette. E háromsztatú monoklinális szerkezetet eredményező erőhatás — és főleg az ezzel együttjáró pikkelyeződés — elsősorban az É-i területen az eredeti települési jelleget erősen módosította, sőt lokálisan meg is fordíthatta. Így a képződmények települési sorrendjének eldöntésénél a dőlési adatokra csak a D-i területen támaszkodhattunk. Elsősorban, az egyes törések mentén elkülönült tömbökön belül a feltárások

A Szendrői-hegység ópaleozóos képződményeinek rétegsora

2. táblázat

D		E		V		O		N		Kor	Összet	Rétegcsoport	Vastagság	D-i mészkővonulat és a Szendrői-Várhegy		É-i mészkővonulat és a Mészégető-völgy		Vastagság											
a	I	s	ó	k	ö	z	é	s	z	ő	ő	felső törmelékes	kb. 200–250 m	Iroda és Gadna környéke	Mészmentes agyag és finomtörmelékes palák, homokkőkvarcit és kvarcit		fúrásból ismert	kb. 200–250 m											
													crinoideás, tabulatás mészkő	kb. 150–200 m	Gyengén meszes agyag-(grafitos)-finomtörmelékes palák			kb. 150–200 m											
													Meszes agyag és finomtörmelékes palák, szericites és sötétszürke crinoideás mészkővel		Mészpala, meszes agyagpala, finomtörmelékes palák, sötétszürke (crinoideás) mészkő-betelepülésekkel			kb. 150–200 m											
													Crinoideás-tabulatás mészkő, alárendelten agyag és finomtörmelékes palákkal		Crinoideás mészkő, mész-, agyag és finomtörmelékes palákkal		Sötétszürke crinoideás mészkő, alárendelten mész- és meszes agyagpalával				kb. 300–350 m								
													rakacai márvány		kb. 300–350 m	Szürke, pados crinoideás mészkő és sötét rakacai márvány		Sötétszürke, lemezes, sávos mészkő		Agyag-, aleurolitpala–homokkőpala fekete lemezes mészkő és mészpala		Világossárga és szürke lemezes mészkő		Szericites mészkő és rakacai márvány		kb. 150–200 m			
													Vastagréteges sárga mészkő		Tufás(?) mészkő		Szericitlencsés mészkő		Világos rakacai márvány		Sárga, szericites mészkő		Agyag és finomtörmelékes palák, sötétszürke crinoideás mészkővel		Dolomitósodott mészkő, sötétszürke crinoideás mészkő-betelepülésekkel		Crinoideás mészkő, mészpala, agyagpala, finomtörmelékes pala, intrakonglomerátum, zöld homokkő		kb. 300–350 m
													átmeneti		kb. 80–120 m	Meszes agyag és finomtörmelékes pala, mészpala		Sötétszürke crinoideás mészkő, agyag és finomtörmelékes pala								kb. 150–200 m			
Központi törmelékes													kb. 400–500 m		meszes		Agyag–aleurolit–finomszemcsés homokkőpala, mészpalával és crinoideás mészkővel		Agyag–aleurolit–homokkőpala		Homokkő–aleurolit–agyagpala		Homokkőpala, kvarcitos homokkőpala, kvarcit		kb. 400–500 m				

kőzetanyagának azonosításával, majd e tömbök mozaikszerű illesztésével sikerült a problémák egy részét megoldani.

A szakirodalomban II. sorozatként ismert (és megoszló vélemények alapján szilur-, ill. devonnak tartott) törmelékes összlet és az É-i mészkő összlet kapcsolatát a terület térképezői, SCHRÉTER Z. és JÁMBOR Á. kivételével, tektonikusnak tekintették. Ennek egyrészt az lehetett az oka, hogy az egyébként jól feltárt Ny-i és É-i hegységperemen a peremi törések az érintkezés jellegét csaknem felismerhetetlenné tették, másrészt pedig, hogy a vonulathatárok környékén gyakori a kovásodás és limonitosodás, vagyis a felmorzsoltsónak jellemzői. Ezzel szemben — mint már JÁMBOR Á. (1961) is utalt rá — a kovásodás elsősorban a képződménytől függ, nincs sorozathatárokhoz és kizárólag az É-i és középső vonulat érintkező részéhez kötve. Az intenzívebb limonitosodás (és az ezzel együtt járó kovásodás) pedig a paleogéntől kezdve többször kiújult törésekhez kötött. A vonulathatárok zónájának roncsoltsága nem haladja meg azt az igénybevételi fokot, amely plasztikusabb és ridegebb kőzettömegek kontaktusán horizontális erőhatásra létrejön. Nagyobb mérvű rátolódás és ezzel kapcsolatos zúzott zónák nem mutathatók ki.

A központi törmelékes összlet képződményei a szerkezeti igénybevételre erősebb redőződéssel reagáltak, szembevetőbben mutatják a metamorfizált kőzetszerkezetet, mint a mészkővonulatok kompetensebb rétegei. Ez azonban egyértelműen az összlet kőzettani felépítésének és rétegződésbeli sajátosságainak eredménye, nagyobb korbéli eltérés a három vonulat között az átalakultság alapján sem valószínűsíthető.

Felismerve az É-i és D-i mészkővonulat több rétegcsoportjának azonosságát, ill. rokon vonásait, elsősorban arra törekedtünk, hogy a mészkővonulatok és a központi törmelékes összlet kapcsolatát tisztázzuk:

— A központi törmelékes összlet bázisa főleg durvább szemcseméretű,  $\text{CaCO}_3$ -mentes homokkőpalából áll. A mészkővonulatokkal határos kifejlődés felé közeledve mind gyakoribbakká válnak a crinoideás mészkő-betelepülések, uralkodóvá válik a meszes aleurolit és agyagpala, alárendeltté a homokkő.

— A rakacaszendi Kopasz-hegyen, ettől D-re a Magyarkosár-hegy D-i részén, a meszesi Temp-lomdomb ÉK-i részén (a központi törmelékes összlet és az É-i mészkővonulat határán), ill. a Garadnavölgytől D-re levő névtelen dombon (a D-i területén) a törmelékes összlet és a mészkővonulatok folyamatos átmenete is kimutatható.

— A hegység belsejében a Magyarkosár-hegyen a törmelékes összlet felett nemcsak az intrakonglomerátum, hanem e felett a dolomitósodott mészkővel váltakozó sötétszürke crinoideás mészkő is megtalálható, így fel kell tételeznünk, hogy e felett meg kellett lennie a mészkő összlet fiatalabb képződményeinek is, csak ezek lepusztultak. Az É-i és D-i mészkővonulat azonosítható mészkőtípusainak szimmetrikus elhelyezkedése is, a törmelékes összlet antiklinálist mag helyzetét igazolja.

— A D-i mészkővonulat gazdag *Tabulata*-faunája egyértelműen e képződmények középsődevon korát igazolja. Az É-i mészkővonulat dolomitósodott mészkőéből előkerült Crinoideák: *Cupressocrinites* sp., *Stylocrinus* (= *Symbathocrinus*) sp. és *Stylocrinus* (= *Symbathocrinus*) *tabulatus* (MÜLLER) alapján — amelyek egyébként a D-i területről is ismertek — a vonulat idősebb mészkőképződményei az alsó-, középsődevont képviselik.

— Minthogy az alsó-, középsődevon korú mészkő összlet a központi törmelékes összletből üledékfolytonossággal fejlődik ki, utóbbit alsódevonnak tarthatjuk.

A hegység képződményeinek elvi rétegsorát a 2. táblázat szemlélteti.

## A DEVON ALAPHEGYSÉG FÖLDTANI FELÉPÍTÉSE

(lásd az I—III. mellékletet)

### I. Központi törmelékes összlet

A hegység központi részét uralkodóan törmelékes képződményekből álló DNY—ÉK-i csapású vonulat alkotja. A vonulat a hegység Ny-i részén területileg összeszűkülve, ÉÉK—DDNY-i csapású peremi vetők mentén, fokozatosan lezökken Ny-i irányban a Rudabányai-hegység harmadkori rétegsora alá. K felé, Rakaca községig jól követhető, ettől K-re a rakaca—szászfaai országút mentén néhány kisebb feltárással még észlelhető, míg a Felsőgagy (Fg.) 1. sz. mélyfúrás (a K-i hegység-peremtől K felé kb. 6 km-re) már 628,0 (—370,0) m-ben érte el, a K-i Cserehát harmadidőszaki képződményei alatt. A hegység DK-i előterében az Alsóvadász (Av.) 1. sz. mélyfúrás a harmadkori rétegsor alatt 1035,0 (—859,46) m-ben „szendrői típusú” törmelékes összletet ért, melyet a központi törmelékes összlethez tartozónak minősítettek. A fúrás azonban — a korábbi véleménnyel ellentét-

ben — inkább az Irota—Gadna és Edelény—Sajószentpéter környékén feltárt legfiatalabb rétegcsoporthoz képződményeivel azonosítható.

Az összlet fekvőjét nem ismerjük. Szerkezeti helyzete és viszonylag túl súlyos durva—középszemcsés homokkőpala összetétele alapján a Köves-hegy—Tátra-hegy—Hosszú-hegy—Kecske-hegy vonulata tűnik legidősebbnek. Az uralkodó homokkőpala (kvarcitos monomineralikus homokkőpala, kvarcit, ritkábban polimineralikus finomszemcsés homokkőpala) mellett az aleurolit és a fillitszerű agyagpala mennyisége alárendelt.

E főleg homokkőből álló vonulathoz É-on a Sütő-hegy—Tátra-hegy—Csepp-hegy—Rakacsi-part, D felé a Köves-hegy—Görög-bérc—Lóger-bérc főleg finomabb-szemcsés törmelékes és agyagos eredetű kőzetekből álló vonulatai csatlakoznak.

E vonulatok mélyebb tagjai mészméntesek vagy alig meszesek, följebb mind gyakoribbakká válnak a mészkő-betelepülések. A mészkőrétegek sok törmelékes anyagot tartalmaznak, kezdetben a rétegsor többi tagjához (finomszemcsés csillámos homokkőpala, aleurolitpala és ezek kovásodott változatai, fillitszerű agyagpala, kevés grafitos agyagpala) hasonlóan csak 0,5–2 cm vastagságú rétegeket alkotnak. Följebb azonban az egyes mészkő-betelepülések vastagsága — a rétegvastagság egyidejű növekedésével — 1–6 m-ig nő, és bennük egyre több, elliptikusan deformált *Crinoidea* nyél- és kariz-metszet jelenik meg.

A mészkővonulatokba átvezető átmeneti rétegcsoporthoz a finomabb törmelékes és agyagos eredetű kőzetek, és a sötétszürke crinoideás mészkő fokozatosan egyensúlyba kerül, majd utóbbi válik uralkodóvá.

\* \* \*

A törmelékes összletben a tiszta kőzettípusok nagyon ritkák, így leírásuknál bizonyos egyszerűsítést kellett alkalmaznunk, elsősorban a feltételezett genetikai viszonyok alapján, hangsúlyozva a kezdődő metamorfózis során kialakult ásványtani és kőzet-szerkezettani jellemzőket.

Az összletet felépítő kőzetekben a következő alaptípusok különíthetők el:

A) Monomineralikus kvarekőzetek

- a) kötőanyag nélkül (kvarcit és homokkőkvarcit)
- b) kevés kötőanyaggal (homokkő és aleurolitpala)

B) Kötőanyagban gazdag, több-komponensű, de uralkodóan kvarekből álló kőzetek (csillámos homokkő és aleurolitpala, meszes csillámos homokkő és aleurolitpala)

C) Agyagos eredetű kőzetek (agyagpala, meszes és grafitos agyagpala)

D) Karbonátos kőzetek (szericites mészkő, nagy törmelékes anyag tartalmú mikrokristályos mészkő és mészpala)

A) Monomineralikus kvarekőzetek

a) K ö t ő a n y a g n é l k ü l. A kvarcitok és homokkőkvarcitok elsősorban az összlet idősebb képződményeiben jellemzők, de a vonulat É-i részén az átmeneti rétegcsoporthoz fekvőjében és magában az átmeneti rétegcsoporthoz is gyakoriak, csak a kvarcitlencsék mérete kisebb. A törmelékes összlet központi részén ezek a fehér, lencsésen kiemelődő, ritkábban töréssel elvégződő pados jellegű kvarcit-testek, ÉK—DNy-i csapás mentén, néha több száz méter hosszban követhetők. Leggyakrabban agyagpala vagy aleurolitpala rétegei közé zártak, repedéseik (amelyek mentén gyakori az aprózódás) az agyagpala palássági síkjára merőlegesek.

Települési jellegük és szöveti képük alapján képződési körülményeik jól értelmezhetők. A kvarcitok (és homokkőkvarcitok) inkompetens agyag és aleurolitba zárt, közép-, ritkábban finomszemcsés homokkőpadokból képződtek. A kompetens homokkőpad a redőződés folyamatában gyűrődésre sokkal kevésbé tudott reagálni, mint a bezáró kőzetek, így darabokra tört és kihengerlódott, a hosszan tartó nyomás pedig átkristályosodást idézett elő benne.

A kvarcitok szöveti képét a kvarekristályok blasztézise jellemzi; gyakoriak az 1–4 mm átmérőjű, sztiliolitos varrattal érintkező kvarciszemcsék (I. tábla 1.).

A nagy kvarciszemcsék peremén kataklázosodás észlelhető, a feltöredezett részletek gyakran már regenerálódást mutatnak, kapcsolódásuk fogacsolt, ritkán konvex-konkáv, kioltásuk mozaikos, ellentétben a blasztosodott kvarciszemcsék enyhe hullámos kioltásával (I. tábla 2.). Egyes kvarcit-típusokon a kvarchomokkő-eredet jól felismerhető: a blasztosodott kvarciszemcsék belsejében ui. egy irányban megnyúlt, szorosan kapcsolódó kisebb kvarciszemcsék elmosódó körvonala látható. Az ezek alkotta kvarcávok egyszerre oltanak ki, de kioltási irányuk 20–40°-os szöget zár be a blasztosodott kvarc egészének kioltási hullámával.

A kötőanyag nélküli homokkőkvarcitok és szericites homokkőkvarcitok világosszürke színűek, már inkább réteges megjelenésűek, mint a fehér kvarcitok. A szerkezeti szempontból kevésbé igénybe vett régiókban a kvarcitnak megfelelő helyzetet foglalják el, mert ezek is aleurolit—agyagpala környezetben, az összefüggő nagyobb vastagságú homokkőpaláktól elszigetelten gyakoriak.

Szöveti képükre a blasztosodás hiánya, vagy kezdeti foka jellemző (I. tábla 3.). Ritkán az agyagos kötőanyagból képződött szericitet is tartalmaznak, amely mintegy ráno a kvarcsemcsék peremi részére. A kvarcsemek kontaktusa varratszerű. A típuson belül leggyakoribb a mozaikos kioltás, de olykor — a fehér kvarcithoz hasonlóan — egy-egy kapcsolódó kvarcsáv együttes kioltása is megfigyelhető.

b) A kötőanyagban és mészen szegény szericites homokkő és aleurolitpala a központi rétegösszlet leggyakoribb képződményei közé tartozik. A tiszta, finomszemcsés homokkő és aleurolit típus ritkán különíthető el, leggyakrabban 1–5 cm-es (vagy még vékonyabb, olykor mikro-) rétegekben váltják egymást. Színük szürke-, zöldesszürke, a homokkővek némileg világosabb árnyalatúak. A homokkőben a rétegzéssel párhuzamos palásodás jól, a haránt irányú palásodás gyengébben látható, az elválási síkok meredek, a réteglapra csaknem merőleges helyzetűek. Az aleurolitpalában a haránt irányú palásodás erős, 20–40°-os szöget zár be a rétegződés még gyengén felismerhető síkjával (I. tábla 4.).

A szericites homokkőben a fogacsoltan érintkező, mozaikosan kioltó, lencsüket és kisebb szemcsoportokat alkotó kvarcsemcsék vannak túlsúlyban (I. tábla 5.), de viszonylag gyakoriak az izolált, orientáltan tovább növekedett („szakállas”), a palásodás síkjába rendeződött hullámosan kioltó kvarcsemcsék is. Az agyagos alapanyag szericitesedett (és muszkovitosodott), és a viszonylag ritka, kis méretű kloritpikkelyekkel együtt a krisztallizációs palásodás síkjába rendeződött.

A homokkőre a durva, töréses típusú klivázs jellemző, elválási felületei mentén vékony, 0,1–0,2 mm vastagságú szericites palás sávval. Az aleurolitpalában jellemzőbb a bazális klivázs (= krisztallizációs palásodás), de az elválási felületek az agyagpalákhoz képest ritkábbak és durvábbak.

A homokkőben gyakoriak a réteglappal párhuzamos helyzetű, apró, mozaikosan kioltó kvarcsemcsékből álló kvarcos sztilolitok. Az aleurolitpalák sztilolitjai szericit pereműek, agyagásványból állanak és olykor limonittal erősen festettek.

#### B) Kötőanyagban gazdag, több-komponensű, de uralkodóan kvarcból álló kőzetek

A mészmentes vagy meszes, erősen csillámos homokkő és aleurolitpalák a cementben szegény változatoknál gyakoribbak. Abban is eltérnek utóbbiaktól, hogy a különböző szemcseméretű törmelékes alkotóik jobban elkülönülnek egymástól. A homokkő átlagos rétegvastagsága 2–5 cm, de pl. a Tatra-hegyen és a Galvácstól ÉNy-ra levő névtelen dombsor feltárásaiban az 5–8 cm-es rétegvastagság is gyakori. A meszesebb változatokban gyakoribb a 0,2–0,5 cm-es aleurolit–homokkőpala váltakozás, amit a réteglappal párhuzamos világosabb és sötétebb színű sávazottság kísér (az aleurolit a sötétebb színű). A kőzet a réteglappal párhuzamos és harántirányú palásodás síkjai mentén, a rétegvastagság függvényében, rombusz vagy romboid alakú síklapok mentén felhasadozik és szabályos, néhány cm élhosszúságú kőzettestekké esik szét. A kőzetek részleges kovásodása gyakori, a teljes átkovásodás ritkább.

Az ide tartozó kőzetekben az epigenetikus ásványok alapján 4 ásványparagenezist különíthetünk el (a szedimentogén-diagenetikus ásványoktól eltekintve):

1. másodlagos kvarc szericittel,
2. másodlagos kvarc szericittel, albit típusú plagioklással,
3. másodlagos kvarc szericittel, albit típusú plagioklással és klorittal,
4. másodlagos kvarc muszkovittal és klorittal.

Az eltérő ásványparagenezisek részben az eredeti kőzetanyag különbsége, részben az epigenetikus ásványosító oldatainak eltérő összetétele miatt alakultak ki. Az 1. és 4. típus kevés agyagos kötőanyagot tartalmazó homokkőből és aleurolitból keletkezett, a 4. típus esetében viszonylag nagyobb mennyiségű törmelékes biotit is jelen lehetett, bár ennek már reliktumait sem találjuk meg a kőzetben. A 2. és 3. típus feltehetően több agyagos kötőanyagot tartalmazó alapkőzetből keletkezhetett Na<sup>+</sup>-ban gazdag ásványosító oldat jelenlétében, a 3. típusnál a 4-hez hasonlóan több lehetett a biotit, ill. az egyéb színes elegyrész.

Az epigenetikus ásványokon kívül 30–50%-ban található a törmelékes és diagenetikus ásványok, elsősorban a korrodált, irányítottan tovább növekedett hullámos kvarc, kevesebb limonitosodott, sajátalak nélküli apró pirit és néhány teljesen szericitesedett földpát.

A kőzetsszövet inhomogén. Legnagyobb méretűek a mozaikos kioltású rekrisztallizált kvarcból álló (olykor 1–1,5 mm átmérőjű) lencsék, kisebbek a 2–3 szemcséből álló csoportok (I. tábla 6. és II. tábla 1.). Mindkét alkotórészt szericitből (szericit + kloritból) és apró törmelékes kvarcból álló, erősen palásodott mikrozónák veszik körül. A szericitesedett földpát és limonitos pirit izolált, a szericitesedett kötőanyagba ágyazott. A meszesebb változatok szövetei képére az előzőeken kívül a karbonátos kötőanyag kikristályosodásával keletkezett apró, izolált és kis csoportokat alkotó kalcit jellemző. A viszonylag nagyobb méretű másodlagos kalcit általában a másodlagos kvarc peremi

részéhez nőtt hozzá, kisebb kristályai — általában 1–2 szericitszalacska kíséretében — a kvarc-lencsék hézagaiba ékelődnek (II. tábla 2.). A kőzet viszonylag kevés sztilolitja limonitos–agyag-ásványos, néha a sztilolit peremén nagyméretű kalcitkristályokkal.

### C) Agyagos eredetű kőzetek

A *mészmentes agyagpala* viszonylag ritka képződmény, általában a mészmentes vagy alig meszes aleurolitpalákkal együtt fordul elő, 2–15 m vastagságú betelepülésként.

A hegységben az agyag és aleurolitpala legjobb feltárásai a Szendrő közsétől D-re, a műút mentén levő palabányák (1., 2., 3. ábra).

Az *alig-meszes agyagpala* és *grafitos agyagpala* főleg a központi összlet magasabb helyzetű részén jelenik meg viszonylag nagyobb (10–15 m) vastagságban, és többnyire sötétszürke, gyakran bitumenes mészkőbe megy át.

Mindhárom agyagpalatípusban gyakoriak az 1–5 cm vastagságú kvarcit és homokkőkvarcit lencsék és erek. A jellemző bazális klivázs síkjának dőlése a redők erős diszharmoníája miatt csak ritkán mérhető biztosan. A felszíni kibúvások agyagpalái többnyire foltosan kifakultak, a palásság síkjai mentén szétesnek. A tiszta, argilopelites eredetű kőzet ritka, sokkal gyakoribb a kevert típus, amelyben az agyagos és finomtörmelékes alkotók mennyisége kb. egyenlő. Természetesen az eredeti kőzet agyagtartalmát ma már hozzávetőleg is nehéz becsülnünk, mert mindegyik agyagpala túlnyomórészt szericitből (muszkovitból), több rétegű csillámból és kloritból áll, kimutatható agyagásványuk a kaolinit. A röntgenvizsgálat előzőeken kívül a palákból az epizonális metamorfózist jelző paragonitot is kimutatta, de ez ritkább, mint az ún. felső törmelékes rétegcsoporthoz. Az epimetamorf átalakulás ellen szól viszont a kaolinit + klorit, vermikulit + illit, illit + montmorillonit, vermikulit + illit + montmorillonit és vermikulit + klorit + illit + montmorillonit 2-, 3-, sőt 4-rétegű ismétlődő csillámszerkezetek jelenléte, amelyek elsősorban a mélyszintű epigenezisre (N. V. LOGVINENKO szerint a metagenezis stádiumának mélyebb szintjére) jellemzők. Erre utal a „grafitos” agyagpalák szerves anyagának főleg antracit, kevésbé grafitos antracit és csak ritkán grafit szénült-ségi állapota is.

A kőzetek szöveti képe az agyagpalák rossz csiszolhatósága miatt nehezen rekonstruálható. A klasztopolites típusú agyagpala korrodált kvarcsezemcséi, a krisztallizációs palásság síkjába rendezve tovább növekedtek. A szericit és klorit ezeknél nagyobb méretű, lemezeik a krisztallizációs palásság síkját adják. Gyakoriak a 2–3 szemcséből álló rekrisztallizált kvarccsoportok, 0,01–0,05 mm átmérővel. A meszesebb változatok ritkán 1–2 mm vastagságú mikrokristályos kalcitból álló lencsék tartalmazznak. Ilyenkor e mészkőlencse és az agyagpala határán a lencse körvonalát követő vékony szericitsáv figyelhető meg, a lencsék szericitsávhöz közeli részén a kalcitkristályok mérete nagyobb.

A grafitos agyagpala szerves pikkelyei a palásság síkja mentén koncentráálódtak.

### D) Karbonátos kőzetek

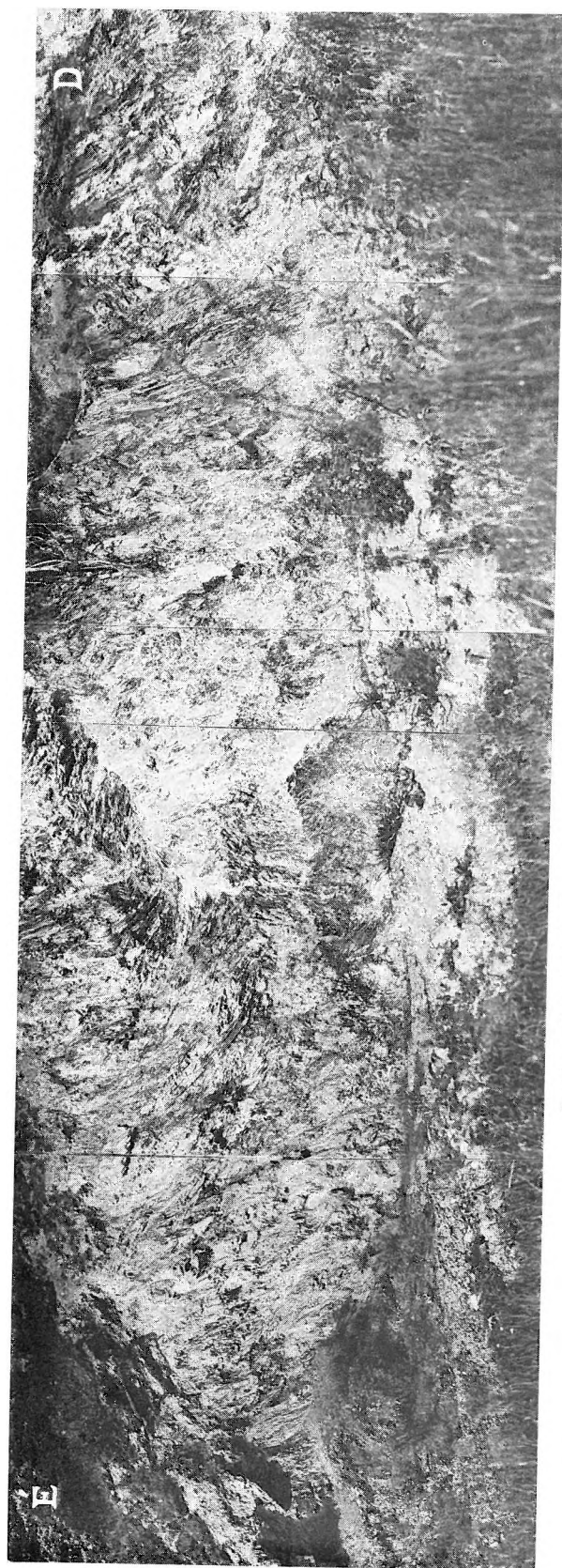
A *mikrokristályos mészkő*, *szericites mészkő* és *mészpala* elsősorban az átmeneti rétegcsoporthoz jut nagyobb szerephez. Minthogy típusukban is azonosak, részletes ismertetésüket ott adjuk. A szorosán vett központi törmelékes összletben a sötétszürke lemezes mészkő és mészpala, a mészkő és aleurolitpala (olykor finomszemcsés homokkőpala) 2–5 mm-től 2–10 cm-ig terjedő ritmusos váltakozása jellemző. Bár 5–10 cm rétegvastagságú, 1–2 m vastag, tiszta mészkőbetelepülés ebben az összletben is akad, az mégis inkább az átmeneti rétegcsoporthoz jellemző. A világosabb szürke, sárgászürke, szericites mészkő főleg mészpala és meszes agyagpala környezetben gyakori, erősen szericites (szericitréteges) változatai a csillámban gazdag részek mentén 1–3 mm vastagságú lemezekre hasadnak fel.

A *sötétszürke lemezes mészkő* és a *világosabb, szericites mészkő* között a törmelékes anyag tartalom és a kristályossági fok tekintetében különbség van. A szericites mészkő csaknem kvarcmentes, ritka és kisméretű kvarcsezemcséi korrodáltak. A kalcitkristályok 0,1–0,3 mm-es méretűek, erősen orientáltak. A sötétszürke lemezes mészkőben mind a törmelékes eredetű, mind a rekrisztallizált kvarc nagy mennyiségű, a szericit és klorit kevés. Az orientált kalcitkristályok mérete 0,05–0,1 mm.

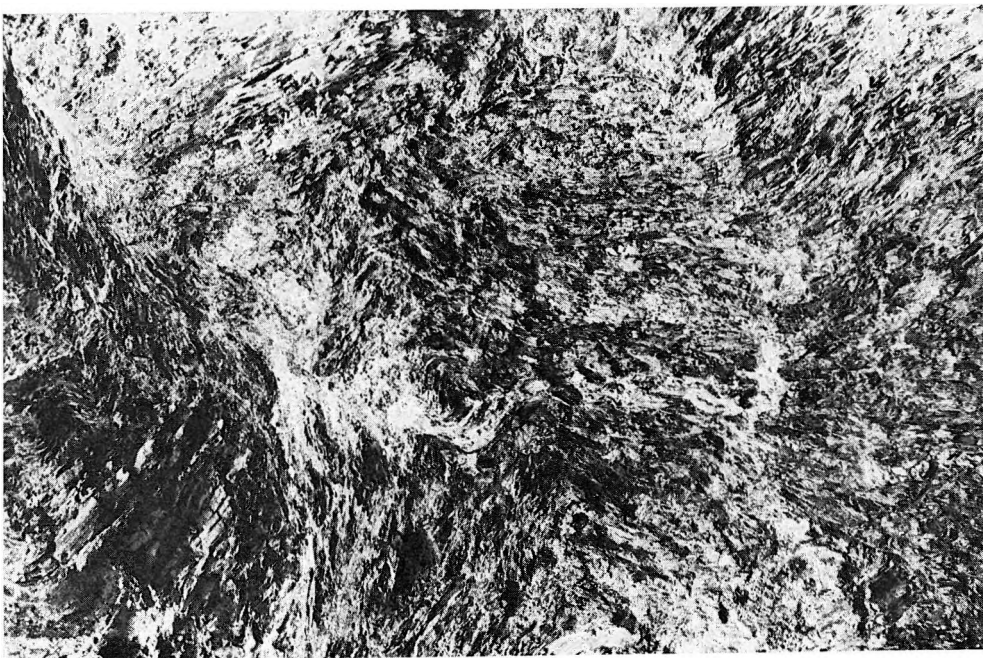
A vastagabb rétegeket alkotó *sötétszürke, kalciteres crinoideás mészkő* kvarctartalma kisebb, és röntgenvizsgálat szerint a szericit mellett viszonylag sok kaolinitet tartalmaz. A kalcitkristályok 0,05–0,1 mm átmérőjűek, egy irányban kissé megnyúltak, gyengén ikresek.

A vastagabb mészkővekhez kapcsolódó *mészpala* többnyire kifakult, szürke-sárgásszürke foltos (az üde, sötétszürke mészpala felszínen ritka). Erős palásság jellemzi. A karbonátanyag kriptokristályos, az apró méretű szericit és kevés kvarc orientált helyzetű. 0,01 mm nagyságrendű, alakatlan piritszemcséi izoláltak, limonitosodtak. A palássági síkok észlelhetőségét az erős limonitos festődés is elősegíti.

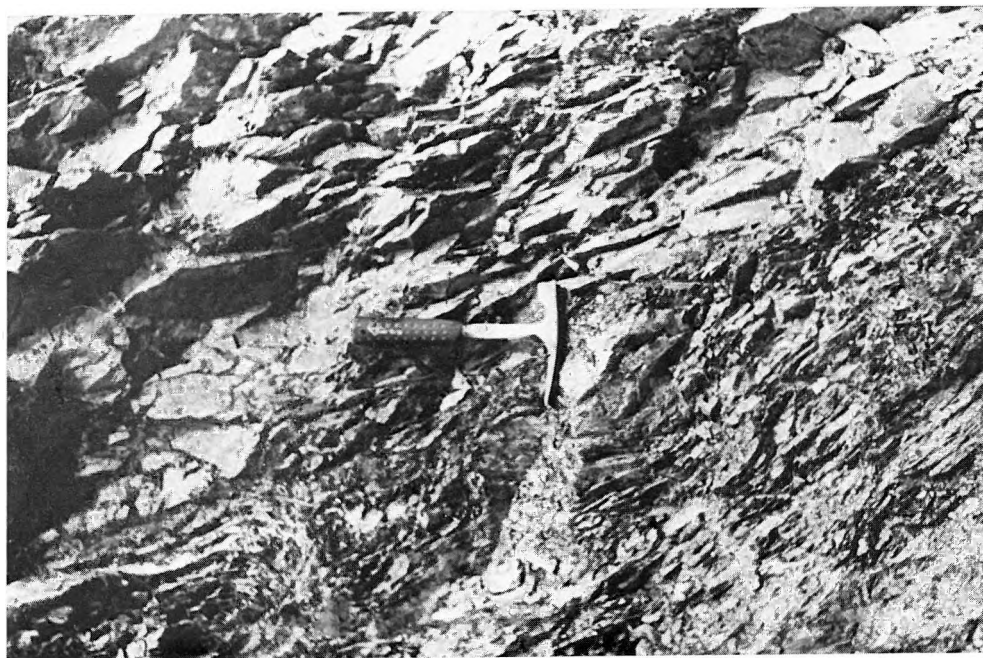




*I. ábra, Szendrőtől D-re, a múlt K-i oldalán levő palabánya*  
*Abb. 1. Schiefergrube an der E-Seite der Chaussee, Slich von Szendrő*



2. ábra. Gyüredezett grafitos agyagpala. Szendrő,  
palabánya  
Abb. 2. Gefällter graphitischer Tonschiefer. Szendrő,  
Schiefergrube



3. ábra. Grafitos agyagpala és aleurolitpala. Szendrő,  
palabánya  
Abb. 3. Graphitischer Tonschiefer und Aleurolitschiefer.  
Szendrő, Schiefergrube



## II. MÉSZKŐ ÖSSZLET

A fiatalabb, túlnyomórészt mészkőből álló összlet folyamatos közettani átmenettel fejlődik ki a központi törmelékes összletből. A hegység É-i részén a két összlet átmeneti képződményei egy másodrendű antiklinális szárnyain maradtak meg. Az antiklinális D-i szárnyán a megközelítőleg normális települési sorrend látható, míg az É-i szárnyon a pikkelyes szerkezetalakulás következtében a központi törmelékes összlet egyes részletei a két összlet átmeneti képződményeire, majd ezek a fiatalabb, rakacai márvány rétegcsoportra is rápikkelyeződhetnek. A fiatal töréses szerkezetalakulás során az egyes pikkelyrészletek elmozdultak egymástól, viszonylag kis távolságig követhetők.

Az eredeti települési sorrendet nem ítéltük meg tehát egyértelműen a hegység É-i perem-részen jelenleg észlelhető sorrend alapján, hanem tekintetbe kell vennünk a felszíni képződmények és az É-i előtérben mélyült fúrások litológiai jellemzőin túl — a nagyon bonyolult szerkezetet is.

Ezek figyelembevételével a mészkő összleten belül legidősebb képződménycsoportunk az átmeneti rétegcsoport (1.), amelyre a rakacai márvány rétegcsoport (2.), majd erre a crinoideás — tabulata — mészkő rétegcsoport (3.) települ.

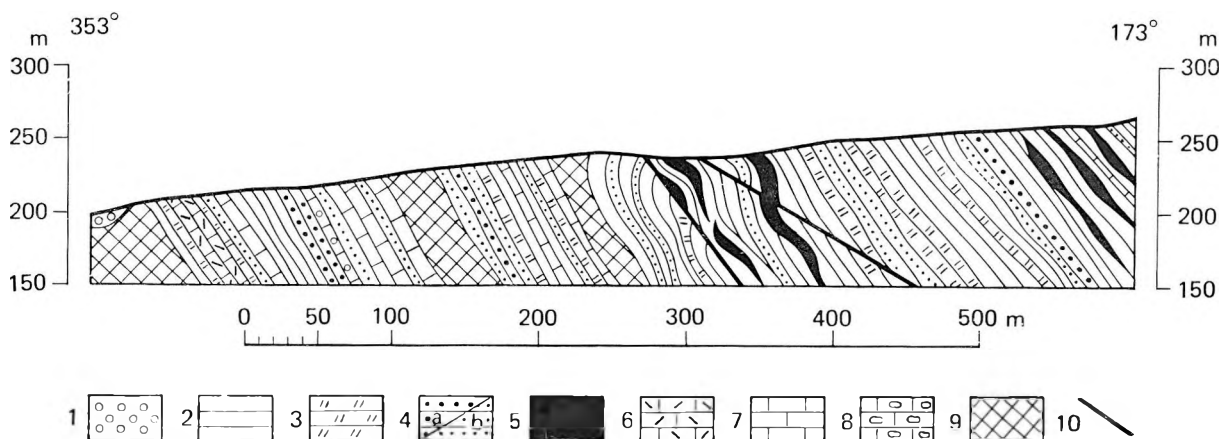
## 1. Átmeneti rétegcsoport

A központi törmelékes összlet a homokkőpalák fokozatos kimaradásával, a mészkő-betelepülések mind gyakoribbá válásával és az egész összlet  $\text{CaCO}_3$ -tartalmának növekedésével mind az É-i, mind pedig a D-i területen alárendelt mennyiségű finomszemcsés homokkővel, meszes agyagpalával váltakozó sötétszürke crinoideás mészkőbe megy át. A crinoideás mészkő fedőjében még visszatér a homokkő és agyagpala, erre — feltehetően a diagenézist követően dolomitósodott — mészkő és sötétszürke crinoideás mészkő váltakozó rétegsora települ, majd a rétegcsoport meszes — szericites agyagpala, finomszemcsés homokkő és aleurolitpala váltakozásával zárul.

Az átmeneti rétegcsoport az É-i mészkővonulatban két, viszonylag jól követhető képződményt tartalmaz. Az egyik a dolomitósodott mészkő mélyebb részében feltárt „intrakonglomerátum”, a második egy zöld-zöldesszürke, préselt finomszemcsés homokkő, amely közvetlenül az intrakonglomerátum alatt helyezkedik el.

Az átmeneti rétegcsoport az intrakonglomerátummal együtt a rakacaszendi Kopasz-hegyen, a Kopasz-hegyet kelet felől határoló árokban (4. ábra), a Magyarkosár-hegy D-i részén és a Meszes községtől EK-i irányban kb. 1 km-re levő felhagyott kis kőfejtőben feltárt. A meszesi Templomdombon (5. és 6. ábra) az intrakonglomerátum hiányzik, de a zöld homokkő megtalálható. A rakacaszendi Szőlőhegyen, valamint a Barakony- és Rakaca-patak találkozásánál mind az intrakonglomerátum, mind pedig a zöld homokkő megfigyelhető a dolomitósodott mészkő fekvőjében.

A hegység területén az átmeneti rétegcsoport crinoideás sötétszürke mészkőve és a dolomitós mészkő kifejlődésbeli aszimmetriát mutat. Az É-i mészkővonulat középső és K-i részén (az előbb felsorolt feltárásokban és a Rakacaszend 3. sz. mélyfúrás 246,0–292,0 m-e között) a dolomitós



4. ábra. A rakacaszendi Kopasz-hegyet kelet felől határoló árok földtani szelvénye

1. Holocén patakfordalék, 2. meszes (grafitos) agyagpala, 3. aleurolitpala, 4a. durva-középszemcsés és 4b. finomszemcsés homokkőpala, 5. kvarcit, 6. dolomitósodott mészkő, 7. sötétszürke és fekete crinoideás mészkő, 8. intrakonglomerátum, 9. felmorzsolts zóna, 10. törés

Abb. 4. Geologisches Profil des den Kopasz-Berg von Rakacaszend E-lich begrenzenden Grabens

1. Holozäne Bachablagierung, 2. kalkiger (graphitischer) Tonschiefer, 3. Aleurolitschiefer, 4a. grob-mittelkörniger und 4b. feinkörniger Sandsteinschiefer, 5. Quarzit, 6. dolomitisierter Kalkstein, 7. dunkelgrauer und schwarzer crinoideenführender Kalkstein, 8. Intrakonglomerat, 9. zerbröckelte Zone, 10. Bruch

mészkő és meszes dolomit van túlsúlyban, a fekete vékonyréteges crinoideás mészkő csak vékony betelepüléseket alkot, s mindkét kőzettípus változó mértékben kovásodott. Meszes környékén, majd ettől Ny-ra, a Kis-Somos és a Boroszló-hegy között, a Nagy-Somos-hegy D-i részén, a D-i területen pedig a Gordonyos-bérc és a Garadna-völgy között a vékonyréteges crinoideás mészkő az uralkodó, a dolomitosodott mészkő alárendelt szerepű és emellett az agyag- és mészpala-betelepülések is nagyobb szerephez jutnak.



5. ábra. Aleurolit-, homokkőpala és lemezes mészkő váltakozó rétegsora. Meszes, Templomdomb ENY-i oldal  
Abb. 5. Abwechselnde Schichtreihe von Aleurolit, Sandsteinschiefer und blättrigem Kalkstein. Meszes, NW-liche Seite des Templom-Hügels



6. ábra. Aleurolit-, homokkőpala és lemezes mészkő váltakozó rétegsora. Meszes, Templomdomb DK-i oldal  
Abb. 6. Abwechselnde Schichtreihe von Aleurolit, Sandsteinschiefer und blättrigem Kalkstein. Meszes, SE-liche Seite des Templom-Hügels

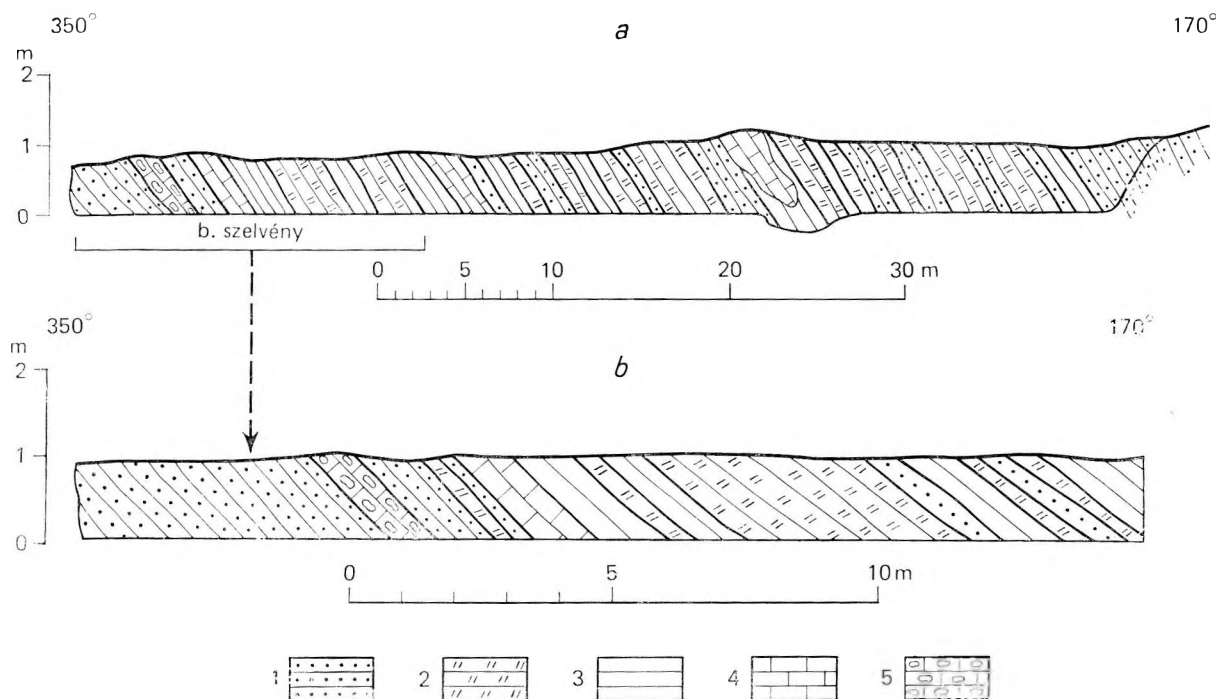
Az átmeneti rétegcsoportnak a rakacaszendi Kopasz-hegyen árkolással feltárt részét a 7. ábra szemlélteti. Az ábra az intrakonglomerátum települési helyzetét hangsúlyozza. E képződmény, mely mind a fekvőhöz, mind a fedőhöz képest konkordáns helyzetű, fekete, mikrokristályos mészkő és meszes agyagpala préselt kavicsait tartalmazza, amelyek a befogadó meszes, agyagos aleurolit-palában (följebb pedig az alig-kristályos, erősen törmelékenyes mészkőben), olykor élesebb kontúrral, de többnyire csak elmosódott foltok alakjában figyelhetők meg (II. tábla 3. és 4.). Az intrakonglomerátum a közvetlen fekvő alig konszolidált üledékállapotban átmozgatott anyagból épül fel. Így e képződményről nincs okunk feltételezni, hogy transzgressziós konglomerátum lenne. Feltehetően az üledékképződési térszín gyenge megemelkedéséről van szó mindössze, amelyet a már lerakódott üledékek fellazulása, átmozgatása és újralerakása követett.

Az átmeneti rétegcsoport törmelékenyes és agyagos eredetű képződményei ásványtani összetételükben és kőzetszerkezeti jelenségeikben igen hasonlóak a központi törmelékenyes összlet megfelelő képződményeihez, ezért ismertetésükre nem térünk ki. Kivételt csak az említett zöld homokkő — mint jó vezetőréteg — képez. A karbonátos kőzetek viszont először az átmeneti rétegcsoportban jutnak jelentős szerephez, így bár (a dolomitosodott mészkő kivételével) nem térnek el jelentősebben a törmelékenyes összlet felső részének mészkő-betelepüléseitől, típusait a fekvőtől a fedő felé haladva itt ismertetjük:

- A) Fekete, vagy sötétszürke, lemezes és vékonyréteges crinoideás mészkő; mészpala, aleurolit és finomszemcsés homokkőpala mikrorétegeivel (vékonyesiszolati képét a II. tábla 5. és III. tábla 1. szemlélteti)
- B) Sötétszürke, jól rétegzett crinoideás mészkő, törmelékenyes és agyagos betelepülések nélkül (III. tábla 2–3.)
- C) Sötétszürke, lemezes, vékonyréteges, meszes, intrakonglomerátum
- D) Crinoideás mészkő és dolomit
  1. Dolomitosodott mészkő, meszes dolomit (Crinoidea maradványait a III. tábla 5. és 6. szemlélteti)
  2. Sötétszürke, lemezes (vékonyréteges) crinoideás mészkő (III. tábla 4.)

#### A) Sötét, lemezes és vékonyréteges crinoideás mészkő

A kőzet erősen palásodott, irányított szerkezetű. Viszonylag kevesebb kvarctartalom esetén a lencsékbe rendezett finomkristályos kalcitanyag belül elvértve fordul elő 1–1 törmelékenyes ere-



7. ábra. Rakacaszend, kópász-hegyi árkolás földtani szelvénye

1. Apró-középszemcsés homokkőpala (szürke, szürkésárga, szericites, meszes), 2. aleurolitpala, finomszemcsés homokkő-betelepülésekkel (szürke, szürkésárga, szericites, meszes), 3. aggypala, agyagos mészpala (néhol gyengén grafitos, szürke, foltos, kifakult), 4. crinoideás mészkő (törmeléken, sötétszürke), 5. intrakonglomerátum (agyapala és mészkőkavicsos, szürke, sárgafoltos, crinoideás mészkő)

Abb. 7. Geologisches Profil des Schurfgrabens am Kópász-Berg von Rakacaszend

1. Klein-mittelkörniger Sandsteinschiefer (grau, grünlichgelb, sericitisch, kalkig), 2. Aleurolitschiefer mit Zwischenlagerungen vom feinkörnigen Sandstein (grau, grünlichgelb, sericitisch, kalkig), 3. Tonschiefer, toniger Kalkschiefer (an manchen Stellen schwach graphitisch, grau, fleckig, fahl), 4. crinoideenführender Kalkstein (klastisch, dunkelgrau), 5. Intrakonglomerat (mit Tonschiefer und Kalksteinschottern, grauer crinoideenführender Kalkstein mit gelben Flecken)

detű, korrodált, hullámos kioltású kvarckristály. A kalcitból álló lencsákat apró kalcitkristályokat tartalmazó mészpala burkolja. Nagyobb törmeléken anyagtartalom esetén a szericites mészpala által közrefogott kalcitlencsék közepén alig-kristályos kalcitanyag van, amit finom-, olykor középszemcsés kalcitkristályok határolnak, ezekhez a lencseperemen epigén, mozaikos kioltású, fogacsolt szemcsehatár mentén érintkező kvarcsemmesek csatlakoznak. Amennyiben a törmeléken anyag önálló mikro-retegeket alkot, akkor a palássági síkok kevésbé kifejezettek, mind a kalcit, mind pedig a kvarcsemmesek orientált helyzetűek, mikrorétegeik határán nagyméretű, ikerlemezes kalcitkristályok helyezkednek el. Az eredeti karbonátos-agyagos alpanyag alig-kristályos kalcittá és szericitté alakult, a ritka elválási (palássági) felületeket követve. Mind a kalcit, mind pedig a kvarc túlsúlyával jellemezhető rétegekben gyakoriak a regenerációs kvarc kisebb csoportjai, lencsái. Gyakoriak a kalciterek, ezek egy része — a kalcitszemcsék orientációja alapján — palásodás előtti keletkezésű. Nagyon ritkán — főleg az erősen törmeléken mészkövekben — apró szenesedett növényi maradványok találhatóak, a szenesedett töredékek közt szericites, alig-kristályos karbonát tölti ki. A *Crinoideák* elliptikusan deformáltak, a kalciterek megkerülik őket.

### B) Sötétszürke, jól rétegzett crinoideás mészkő

A kőzet finomszemcsés, nyomási ikres kalcitból, és 10–15%-nyi kvarcból áll. A kalcitszemcsék orientált helyzetűek, a kvarc egy része viszonylag kis méretű, korrodált, irányítottan továbbnövekedett, az alig-kristályos cementben izoláltan helyezkedik el. A rekrisztallizált, előzőnél nagyobb mennyiségű kvarc lencsákat alkot, a kvarcsemmesek között gyakran szericitszalakkal. Gyakoriak az egymást keresztező, 0,05–1 cm szélességű kalciterek és az agyagásványos-szericites sztilolitok. Gyakoriak a deformált *Crinoidea* nyél- és kariz-metszetek. A maradványok körvonala éles, a víz többnyire mikrokristályos kalcitból áll, olykor a központi csatorna is felismerhető. A kalciterek és a nyitott hajszálrepedések a maradványokat megkerülik, peremi részükön irányt változtatnak.

### C) Sötétszürke, lemezes intrakonglomerátum

Alapanyaga alig-kristályos mészpala vagy mikrokristályos mészkő, viszonylag sok orientált helyzetű apró kvarccal. A kőzet kavicsai közül legnagyobb mennyiségű a B) típusú mészkő és az agyagpala kavicsa. A kavicsok egy irányban megnyúltak és a megnyúlás irányában két oldalon nem határolódnak el élesen a kőzettől, inkább foltszerű megjelenésűek, a palakavics szinte anyagváltás nélkül, a mészkő kavics pedig a kristályosság fokozatos csökkenésével megy át az alapanyagba. A kőzet szövetének inhomogenitását a palásodás hangsúlyozza, a „kavicsok” peremi részein, a kavics megnyúlási irányával párhuzamosan vékony és erősen palásodott sáv húzódik, amely alig-kristályos karbonátból, szericitből és korrodált kvarcból áll. A pirit bomlásából származó limonit a palás sávot hangsúlyozottabbá teszi. A kevés, deformált *Crinoidea*-átmetszet a kőzet szöveti elemeként a kisméretű mészkő kavicsokhoz hasonló jellegű, de határozott, zárt körvonalú.

A kőzet szövete, a konglomerátum kavicsainak kis mérete (1–3 cm), az idegen anyag teljes hiánya alapján egyértelmű, hogy a kőzet törmelékes alkotói alig megszilárdult üledékállapotban kerültek újra beágyazásra.

### D) Crinoideás mészkő és dolomit

#### 1. Dolomitosodott mészkő, meszes dolomit

A dolomitosodott mészkő leggyakrabban világosabb-sötétebb szürke színű (gyakran sárga vagy barnafoltos), 3–10 cm rétegvastagságú, finomszemcsés, tömött szövetű, vékony szericitpala- és kvarcos szericitpala-rétegekkel. A kalciterek viszonylag ritkák, a szericit vagy kalcitperemű kvarcerek gyakoribbak. A kőzet változó mértékben préselt, az eredetileg agyagosabb betelepülések (a szericites sávok) erősen palásodtak. A gyakori *Crinoidea*-vázelemek viszonylag kevésbé deformáltak. A Rsz. 3. sz. mélyfúrásban harántolt dolomitosodott mészkőből kerültek elő az É-i mészkővonulat genusra és fajra meghatározható *Crinoideái*.

A mészkő utólag dolomitosodott, erre egyrészt a dolomit mennyiségének még egy mintán belül is egyenetlen eloszlása, másrészt a dolomitszemcséknek a kalcithez viszonyított kis mérete utal.

Az epigenezis során létrejött autigén ásványok alapján két ásványparagenezis különíthető el, mindkettőnek kovásodott megfelelője is van, kb. 20–30% regenerált kvarccal:

a) mikrokristályos kalcit, pelitomorf dolomit, másodlagos kvarc, szericit, kaolinit

b) finomszemcsés kalcit, mikrokristályos (ritkán finomszemcsés) dolomit, másodlagos kvarc, szericit, klorit, földpát és kaolinit

A két eltérő paragenezist elsősorban az eredeti üledékanyag törmelék- és agyagtartalmának különbsége eredményezte. A kissé eltérő ásványos összetétel mellett a kőzetek szerkezete azonos.

A kőzet szövetében a kalcitkristályok szorosan illeszkednek, általában egy irányban megnyúltak, ritkán izometrikusak, a dolomit apró szemcséi kisebb csoportokat alkotnak, gyakran a csoport közepén 1–1 nagyobb kalcitszemcsével. A törmelékes kvarc apró, korrodált, hullámos kioltású. A szericit vagy elkülönült mikrorétegeket alkot korrodált kvarccal, vagy (és ez a gyakoribb) az olykor 1–2 mm átmérőt is elérő, mozaikos kioltású, regenerált kvarcokból álló lencsék peremi részén, azzal párhuzamosan helyezkedik el. A klorit elsősorban az utóbbi helyzetet foglalja el. A limonitosodó, sajátalak nélküli pirit izolált helyzetű, vagy kisebb csoportokat alkot.

A kovásodott változatokban a regenerált kvarcból álló lencsék hossz tengelye 3–4 mm-t is elér, de ezeken kívül 3–4 szemcséből álló kis csoportokban is megjelenik; ezek az egész kőzetben csaknem egyenletes eloszlásban megtalálhatók.

A kezdődő metamorfózis egyenlőtlen anyagszállítására utal, hogy a kvarcfészkek peremén elhelyezkedő nagyméretű, nyomási ikres kalcit körül finomszemcsés dolomitból, agyagásványból, szericitből álló zóna van. Ahol a kiszorítás nem haladt még ennyire előre, a kalcit és az agyagásvány a kvarcfészkek belsejében helyezkedik el.

#### 2. Sötétszürke lemezes (vékonyréteges) crinoideás mészkő

Nagyobb önálló szerephez csak a hegység ÉNy-i részén jut, itt is tartalmaz dolomitosodott betelepüléseket és fordítva, a Rsz. 3. sz. mélyfúrás dolomitosodott mészkővében is megtalálható betelepülésként. Megjelenése, ásványos összetétele és szöveti jellege, valamint a gyakori kovásodás tekintetében nagyon hasonló a dolomitosodott mészkőhöz, az alapvető eltérés a két kőzet dolomit-tartalmában van. A kőzet szabálytalan alakú, egy irányban kissé megnyúlt, ikresedett, finomszemcsés kalcitból, viszonylag sok kisméretű, korrodált kvarcból, változó mennyiségű mozaikos kioltású regenerált kvarcból, viszonylag kevés szericitből és agyagásványból áll. A limonit és limonitosodott pirit sok, kisméretű, szabálytalan alakú.

A Rsz. 3. sz. mélyfúrás 272,0–274,0 m közötti dolomitba települt agyagos, crinoideás, mikrokristályos-finomszemcsés mészkővének mikromineralógiai összetétele is megegyezik a dolomitosodott mészkőével. Nehézasványai: limonit, limonitosodott pirit, kevés pirit. Könnyűasványai: kvarc, kalcedon, kálföldpát, szericitesedett földpát és közettörmelék.

A teljesség kedvéért meg kell említenünk a hegység É-i részén több helyen feltárt *zöld homokkővet* is. Ez az erősen palásodott, zöldesszürke vagy zöld színű, finomszemcsés meszes homokkő (és aleurolit) külső megjelenésében magmás hatásra utalna, ezt azonban a kőzet ásványos összetétele nem igazolja. Elsősorban környezetétől eltérő színe és 1–2 mm átmérőjű sötétbarna, vörösbarna foltjai teszik jellegzetessé. Szöveti képe a mikrokristályos kalcitból és agyagásványból álló cementben izoláltan elhelyezkedő korrodált kvarc, és a lencsékben csoportosult rekrisztallizált kvarc jellemző. Sok szericitet, ehhez képest jóval kevesebb kloritot tartalmaz, ezek a rétegzéssel párhuzamos paláság szerint orientáltak. A kőzet barna foltjainak eredeti anyaga mikroszkópos vizsgálattal nem ismerhető fel. Röntgenvizsgálat alapján a kőzet montmorillonitot, muszkovitot, kloritot, plagioklász és kvarcot tartalmaz.

A Rsz. 3. sz. mélyfúrásban a dolomitosodott mészkő alsó rétegeinek mikromineralógiai összetétele sajátosan megváltozik. Ezek a rétegek a felszíni megfigyelések alapján a zöld homokkő és aleurolit csaknem közvetlen fedőjét alkotják. Nehézasványai: erősen bontott piroxén, gránát, limonitosodott pirit és limonit. Könnyűasványai: kvarc, kalcedon, szericitesedett ortoklász és plagioklász. Ezek közül biztosan magmás eredetet egyetlen ásvány sem mutat. A gránát jelenléte utalhatna kontakt eredetre is, de ezt a kontaktizáló anyag hiánya miatt el kell vetnünk. A kőzet kis átalakultsági foka viszont a gránát autigénmetamorf eredetét zárja ki, így elsősorban törmelékes eredetre kell gondolnunk. Ezek alapján a vulkáni anyag jelenléte igen kétséges, de feltehető az is, hogy a kezdeti metamorfózissal járó anyagátrendeződés következtében hiányoznak a színes elegyrészek.

## 2. Rakacai márvány rétegcsoport

Az átmeneti rétegcsoportra települő rakacai márvány rétegcsoport legidősebb tagjai a hegység É-i és D-i mészkővonulatában egyaránt megtalálhatók. Ezek felett azonban két eltérő litológiai jellegű fácies helyezkedik el. Az egyik a D-i kifejlődési terület – és ehhez kell sorolnunk a litológiai azonosság miatt a Szendrői-Várhegyet is – a másik az É-i, amelyhez viszont a kifejlődés erős hasonlósága miatt a Mészégető-völgyet és Gordonyos-bércet kell még sorolnunk. A rétegcsoport legfiatalabb képződményei a két területen újra azonosak.

A rakacai márvány rétegcsoport képződményei az időstől a fiatalabbak felé haladva:

- A) Legidősebb rétegtagok
  - a) Sárga szericites mészkő és mészpala
  - b) Világos rakacai márvány
- B) A déli mészkőterület és a Szendrői-Várhegy litológiai egységei
  - c) Szericitenlencsés mészkő
  - d) Tufás (?) kristályos mészkő
  - e) Vastagréteges, sárga kristályos mészkő
  - f) Világossárga és szürke lemezes mészkő
  - g) Sötétszürke-fekete lemezes mészkő, valamint meszes (néhol grafitos) agyagpala, aleurolit- és homokkőpala
- C) Az északi mészkőterület, valamint a Gordonyos-bérc és a Mészégető-völgy litológiai egységei
  - h) Szericites mészkő és rakacai márvány váltakozása
  - i) Agyag-, aleurolit-, homokkőpala és lemezes mészkő
  - j) Sötétszürke, lemezes és sávós mészkő
- D) A legfiatalabb rétegtag
  - k) Szürke, vastagréteges crinoideás mészkő és sötét rakacai márvány

### A) Legidősebb rétegtagok

a) Sárga szericites mészkő és mészpala. A hegység É-i részén, a rakacai Szőlőhegytől Rakacáig, a műút mindkét oldalán több feltárásban követhetően az átmeneti rétegcsoportot záró meszes homokkő-aleurolit és agyagpalára sárga, vékonyréteges, szericites (szericitesávos) mészkő és mészpala váltakozása következik, maximálisan 5–8 m vastagságban. A hegység ÉNy-i részén e képződmény nincs feltárva, a D-i mészkővonulatban is csak a Garadna-völgy és Gordonyos-bérc között ismeretes, szerkezetileg zavart helyzetben.

A mészkő és mészpala egymással váltakozva található. A mészkő sárgásszürke, vagy sárga színű, 2–3 cm vastag rétegeit szericitpikkelyek borítják. Két mészkőréteg közé 1–3 mm vastagságú meszes szericitréteg iktatódik. A mészpala ritkaságszámba menően világos sárgásszürke színű.



A mészkő finom- és középszemcsés kalcitkristályai lencsékbe rendezettek, a lencséket mikrokristályos kalcitból, orientált szericitből és kevés kloritból álló palasávok fogják közre, e sávokban kevés, törmelékes kvarc is megfigyelhető. A mészpala izolált kristályos kalcitszemcséket nem tartalmaz, de gyakoriak a 0,05–0,01 mm-es szemcseméretű, egy irányban megnyúlt kalcitból álló 0,5–1,0 mm vastagságú mikrorétegek, ritkán lencsék. A viszonylag sok, apró méretű pirit erősen limonitosodott.

b) *Világos rakacai márvány.* A szericites mészkő fokozatosan, többszörös változással megy át a világosszürke, sárga foltos és sávos rakacai márványba. Ez az átmeneti rétegsor a rakacaszendi felhagyott kőfejtőtől D-re kb. 300 m-re a műút mentén, a rakacaszendi Kopasz-hegy ÉNy-i részén, az ún. kőgödörkben és a felhagyott kis kőfejtőben figyelhető meg. A D-i területen a váltakozó kifejlődés nincs feltárva. A vastag réteges, olykor pados durvakristályos rakacai márvány a hegység egyik legjobban feltárt képződménye. A hegység É-i részén K-ról Ny felé haladva Rakacától Rakacaszenden, Meszesen át a Szendrői-Várhegyig követhető. (A 8. ábrán a rakacaszendi új kőfejtő képe látható.)



8. ábra. Rakacaszend, kopasz-hegyi új kőfejtő (világos rakacai márvány)

Abb. 8. Der neue Steinbruch am Kopasz-Berg von Rakacaszend (heller Rakacaeer Marmor)

A hegység D-i részén a Garadna-völgyben Abodtól K-re két kőfejtőben jól, a Gordonyos-bérc ÉNy-i részén kevésbé jól feltárva, szerkezetileg zavart helyzetben, a crinoideás-tabulatás mészkővel érintkezve látható.

A kőzet vastag réteges, néha pados megjelenésű, erősen repedezett, a repedések mentén kristályos kalcittal, vagy vastag, fehér kalciterekkel. Színe fehéresszürke vagy világosszürke, olykor sárgásszürke. Jellemzőek a fehér és világossárga színű lencsék és sávok, amelyek a rétegzéssel többnyire 20–30°-os szöget zárnak be.

A rakacai márványban a Rsz. 3. sz. szerkezetkutató mélyfúrás rétegsora alapján a csökkenő gyakoriság sorrendjében a következő típusok különíthetők el:

1. Középszemcsés kristályos mészkő (kalcitkristályok átlagos mérete: 0,2–0,3 mm; IV. tábla 1.)
2. Finomszemcsés kristályos mészkő (kalcitkristályok átlagos mérete: 0,1–0,2 mm; IV. tábla 2.)
3. Finomszemcsés márvány (pátos kalcitkristályok átlagos mérete: 0,3–0,45 mm; IV. tábla 3.)
4. Középszemcsés márvány (pátos kalcitkristályok átlagos mérete: 0,45–0,7 mm; IV. tábla 4.)
5. Közép-durvaszemcsés márvány (pátos kalcitkristályok átlagos mérete: 0,6–0,8 mm; IV. tábla 5.)
6. Mikrokristályos mészkő (kalcitkristályok átlagos mérete 0,02–0,06 mm; IV. tábla 6.)

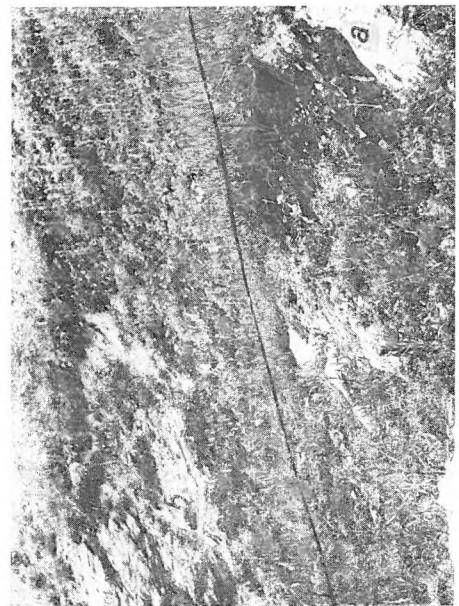
A beosztás a kőzet átlagos szemcseméretén alapul. A megadott két érték közül a kisebb az alapanyagra, a nagyobb a sávokra vonatkozik. Pl. a középszemcsés kristályos mészkőben a finomabb szemcséjű kőzet alapanyag-kalcitkristályainak mérete 0,2 mm körüli, míg a sávozás 0,3 mm körüli kalcitkristályokból áll.

Alapvető különbség van a kőzet alapanyaga és lencséinek törmelékes anyagtartalmában is. A finomabb szemcséjű alapanyag több üledékes és rekrisztallizált kvarcot, szericitet, szericitesedett földpátot, agyagásványt, piritet és limonitosodott piritet tartalmaz; a sávok és lencsék csaknem teljesen kalcitból állnak.

Az alapanyag finomabb kalcitkristályai megnyúltak, a megnyúlás iránya követi a lencse enyhé görbületét, a lencsén belüli kristályorientáció ezzel az iránnyal kicsiny hegyes szöget zár be. A durvább kristályos változatok esetében sem az alapanyag, sem a lencsék kristályainak megnyúlási iránya



9. ábra. Szendrő, a Várhegy K-i oldalán levő nagy kőfejtő (a) szericitlenes mészkő, b) sárga, vastagréteges kristályos mészkő)  
Abb. 9. Szendrő, der grosse Steinbruch an der E-Seite des Vár-Berges (a) Kalkstein mit Serizitlinsen, b) gelber, dickgeschichteter kristalliner Kalkstein)



10. ábra. Világos rakacai márványra (a) települő szericitlenes mészkő (b).  
Garadna-völgy, Abodtól Ny-ra  
Abb. 10. Den hellen Rakacaer Marmor (a) überlagernder Kalkstein mit Serizitlinsen (b).  
Garadna-Tal, W-lich von Abod

nem párhuzamos a rétegzéssel, a finomabb szemcsés változatoknál az egybeesés gyakori. A kőzet szöveti képét még bonyolultabbá teszik az idősebb, olykor 2–3 cm vastagságú kalciterek, amelyek nagy részében a kalcitkristályok orientációja megegyezik a lencsék és sávok kalcitjainak orientációjával. A fiatalabb, metsző, vékony kalciterek kalcitkristályjai finomszemcsés és orientálatlanok.

A kőzet alapanyagától mind kristályosságában, mind törmelékes anyagtartalmában eltérő lencsék keletkezését illetően több elképzelésünk lehet.

1. Feltételezhetjük, hogy a lencsék és sávok ősmaradványok átkristályosodásával keletkeztek, ez ellen szól azonban, hogy a szendrőládi Kecsks-hegy 1–4 mm-es kalcitkristályokból álló márványa jól felismerhető faunaelemeket tartalmaz.

2. Megalapozottabb feltevésnek tűnik a kalcitlencsék intraklaszt eredete, mégpedig nem idegen, hanem helybeli anyagból. A fellazult üledéket maga a fellazító tényező (áramlás vagy hullámvérés) törmelékes anyagától részben meg is tisztította. A tisztább, fellazult anyag kisebb-nagyobb darabokban újra lerakódott és szelektíve, harántirányban átkristályosodott.

3. A mészkő üledékének képződése során bekövetkezett szelektív kimosás az üledék felszínét időnként mentesítette a törmelékes anyagtól és így viszonylag tiszta  $\text{CaCO}_3$ -iszap állt elő. A megszilárdult kőzetben a redőződés során a vékonyabb „tisztá” rétegek elszakadtak egymástól és az utólagos ÉNy-i irányban történő megtorlódáskor részben kihengerlódtek.

Az É-i vonulat Ny-i részén a Szendrői-Várhegy nagy K-i kőfejtőjében (9. ábra) és Abodtól Ny-ra a Garadna-völgyben (10. ábra) a világos rakacai márványra konkordánsan fehér-világosszürke szericitsávok-lencsés mészkő települ. A hegység É-i és ÉNy-i részén viszont a márvány világos szericites mészkővel váltakozik, majd sötétszürke, elmosódottan sávok mészkőbe megy át.

#### B) A déli mészkőterület és a Szendrői-Várhegy litológiai egységei

c) Szericitlencsés mészkő. Ez a világosszürke-fehéresszürke mészkő első pillanatra vastagrétegesnek tűnik, de kis ütésre selymesfényű, erősen szericites, 1–2 cm vastagságú rétegekre esik szét, mert a durvakristályos kalcitból álló fehér, kihengerelt, 2–3 cm hosszúságú mészkőlencsék szericitben gazdag palába ágyazva helyezkednek el. A kőzet tulajdonképpen vékony, szericitből (muskovitból), ill. szericitből és kloritból álló palasávok által közrefogott 2–5 mm maximális vastagságú, durvakristályos kalcitból álló alternáló lencséből épül fel (V. tábla 1–2.).



11. ábra. ?Tufás (muskovit–kloritréteges), szericitlencsés mészkő. Garadna-völgy, Abodról Ny-ra

Abb. 11. ?Tuffiger (muskowit-chloritschiehtiger) Kalkstein mit Serizitlinsen. Garadna-Tal, W-lich von Abod

Eredeti üledékanyaga feltehetően viszonylag magasabb agyagtartalmú mésziszap, vagy vékony meszes agyag és mésziszap váltakozásából állhatott. A redőződés folyamán a vékony mészkőrétegek elszakadtak egymástól és kihengerlódtek, az agyagtartalom nagyrészt csillámmá alakult és a kalcitból álló, kis nyakak mentén érintkező lencsék közeiben helyezkedik el, ill. ezeket burkolja. A szericitlencsés mészkő törmelékartalma nagyobb a világos rakacai márványénál. A márvány fölötti rétegek többnyire csak törmelékes és rekrisztallizált kvarcot tartalmaznak, a csillámdús pala főleg szericitből (muskovitból) és kevés kloritból áll. A kőzet világosszürke színét a diszperz eloszlású apró pirit szemcsék adják. A pirit oxidálódásával keletkezett limonittól a kőzet sárga, vörössárga, barnás-sárga színű is lehet, a palás részek színe jóval sötétebb.

d) Tufás (?) kristályos mészkő. A szericitlencsés mészkő felső rétegei mind a Szendrői-Várhegyen, mind Abod környékén vékony muszkovitos-kloritos mészkőrétegekkel váltakoznak (11. ábra), amelyek sárgászöld–zöld, olykor rózsaszín vagy sárga színűkkel erősen elütnek a fekvő rétegektől. Mind megjelenésük, mind pedig az anyagvizsgálat alapján feltételezhető, hogy viszonylag kevés tufás anyagot is tartalmaztak. A változatos színű, vékony csillámos rétegek a szericitlencsés mészkőre települő sárga vastagréteges mészkőnek a fekvő szericitlencsés mészkőhöz közeli részén is megtalálhatók.

Abod környékén, a rétegsor ezen részén, a



kloritos muszkovitos pala és a kis kihengerelt mészkőlencsék mennyiségileg kb. egyensúlyba kerülnek, s a kőzet szövete is lényegesen bonyolultabbá válik. A 0,1–0,3 mm nagyságú, erősen ikresedett kalcitkristályokból álló lencséket egyirányban megnyúlt, a lencsék kontúrját követő, 0,05–0,08 mm nagyságú kalcitkristályok veszik körül. Ez utóbbiakhoz csatlakozik a mikrokristályos kalcitból, orientált nagyméretű muszkovit- és kloritszálakból álló sáv, amelyhez mint szimmetriasíkhhoz csatlakoznak újra az előbb említett szöveti alkotóelemek. A kvarc mennyisége a mélyebb helyzetű rétegekhez képest megnő, a törmelékes kvarc kevés és ritka, a rekrisztallizált kvarc kis csoportokat alkot, amelyek konform módon helyezkednek el a palás sávok között.

A sárga kristályos mészkőnek (l. alább) a Szendrői-Várhegyen előforduló tufás (?) betelepüléseiben a 0,01–0,02 mm nagyságú, erősen ikresedett, egy irányban gyengébben megnyúlt kalcitkristályai alig orientáltak. A kalcitanyag nem szeparálódik lencsékbe, a szericit és a kb. 5% mennyiségű klorit a kalcitkristályokkal azonos orientációjú, mindkettő 0,5–1,0 mm-es méretet is elér. Gyakoriak a nagyméretű (0,5–1,0 mm nagyságú) idiomorf, gyengén hullámos kioltású zárványkoszorús kvarc-szemcsék (V. tábla 3–4.).

A Garadna-völgy K-i részén feltárt tufás (?) rétegek röntgenvizsgálata muszkovitot, kloritot, kálföldpátot, kvarcot, hematitot és kaolinitet mutatott ki. Ezek a kvarc és kaolinit kivételével autigének, epigenetikusak, ill. epimetamorfok. Tulajdonképpen a kaolinit is ezekhez sorolható lenne, hiszen az irodalmi adatok alapján még kisfokú epimetamorfózis körülményei között is stabilis lehet. Esetünkben azonban valószínűbb, hogy retrográd átalakulás terméke. Az előzőekben felsorolt ásványokat tartalmazza a szericitlencsés mészkő mélyebb és a sárga mészkő magasabb helyzetű rétegei is, a különbség elsősorban mennyiségi, e tufás (?) rétegekben több a csillám, főleg a klorit. A kálföldpát  $K^+$ -tartalmát kaphatta nagyobb mennyiségű biotitból, de agyagásványokból is, mindenesetre a kőzetben jelentős  $K^+$ -feleslegnek kellett lenni ahhoz, hogy a muszkovit mellett még kálföldpát is keletkezhesen. Az idiomorf, zárványkoszorús, vulkanogén jellegű kvarc, a nagy mennyiségű klorit, és a kőzet sok  $K^+$ -ban gazdag ásványa, e rétegek környezetüktől teljesen eltérő színe, szerkezete alapján ezekben a betelepülésekben a vulkáni hatást még akkor is fel kell tételeznünk, ha az átalakultság miatt a vulkáni anyaghozzájárulás jellege és mennyisége ma már nem rekonstruálható.

e) Vastagréteges, sárga kristályos mészkő. A szericitlencsés, ill. a tufás (?) mészkőből kifejlődő, tömött szövetű, durvakristályos, túlnyomórészt sárga, ritkábban fehér vagy rózsaszínű mészkő a D-i mészkővonulat egyik legjobban feltárt képződménye. Az említett, az átmenetet is feltáró szendrői és abodi kőfejtőkön kívül a szendrőládi Irnak-hegyet D-ről határoló völgy K-i részén, a kecskés-hegyi márványbányában, a Kecskés-hegytől DK-re levő domb É-i oldalán, a Bük-hegy kőfejtőjében (12. és 13. ábra), a Bódva Ny-i oldalán a kakaskői kőfejtőben, és ettől É-ra a Mészégető-völgy felé néhány kisebb feltáráshól ismert. Mind a Bük-hegyen, mind pedig a Kakaskőn a kőzet szerkezetileg erősen igénybevett, gyakoriak benne a 2–3 m vastagságú zúzott zónák, amelyek mentén a feltöredezett kőzet erősen ankeritesedett, limonitosodott. A Kakaskőn gyakori a vörösesbarna-lilásvörös, elbontott mészkőtípus is, és e felett a sárga mészkő pados, olykor rétegzetlen változata települ.

A Bük-hegyen a kristályos mészkő kutatása során egy ÉNy–DK-i szelvény mentén három fúrást mélyítettek. A hegy ÉNy-i részén (a kőfejtőben) mélyült Szendrőlád 1. sz. fúrás 0,5–100 m-ig két erősen breccásodott, limonitosodott vetőzónával a sárga vastagréteges mészkövet és a sárga–szürke lemezes mészkő váltakozását (l. később) tárta fel.

A földtani alapfúrások közül a hegység DK-i előterében 1967-ben mélyült Lak (L.) 1. sz. alapfúrás az alaphegységet elérve, 547,1–578,0 m-ig sárga, barnássárga, erősen limonitosodott, szideritesedett mészkövet harántolt és ebben állt le. A Damak (D.) 1. sz. perspektivikus kőszénkutató mélyfúrásban (1957) a 412,10 m-ben elért alaphegységi kifejlődés (437,10 m-ig) fehér-világosszürke, felső részén szericitpala-betelepüléseket tartalmazó mészkő volt. Az utólagos, erős dolomitoidosodás miatt ennek a rétegsornak a felszíni képződményekkel való azonosítása bizonytalan, de feltehetően e képződménycsoportot tárta fel.

A sárga mészkő rétegei közé a Kecskés-hegyen 4–5 m összvastagságú, igen tiszta, hófehér márvány települ, amely 1–4 mm-es kalcitkristályokból áll és inkább vékonyréteges (14. ábra). Biogén jellegű képződmény, nagyon sok organogén törmelékekkel és ép faunaelemekkel. Leggyakoribbak az elliptikusan deformált *Crinoidea* nyél- és karíz-metszetek, de ezeken kívül *Tabulata*-maradványokat is tartalmaz. A *Tabulata*k többnyire csak keresztezett nikol mellett, az eltérő kioltási szög, a finomabb kristályosság, és olykor a limonitos peremrészek alapján ismerhetők fel.

Míg a sárga, vastagréteges mészkő megközelítőleg izometrikus középszemcsés kalcitból áll (V. tábla 5.), a fehér márvány teljesen átkristályosodott, az izometrikus, ritkábban szabálytalan kalcitkristályok erősen ikresedtek, szorosan kapcsolódnak egymáshoz, a szemcsekontaktusok kezdenek elmosódni, gyakran 3–4 szemcse alig felismerhető kontaktussal 0,5 cm átmérőjű nagy kristályvá olvad össze (V. tábla 6.). A kőzet már semmi irányítottságot nem mutat, a hegység kőzettípusai között ez tekinthető leginkább átalakultnak, de ez elsősorban nem az erősebb igénybevételnek, hanem a nagyon tiszta  $CaCO_3$ -alapanyagnak tudható be.



12. ábra. Erősen tört, hidrotermálisan bontott, sárga, vastagrétegű kristályos mészkő, a szendrőládi Bük-hegy kőfejtőjében  
Abb. 12. Stark zerbrochener, hydrothermal zersetzter, gelber, dickgeschichteter kristalliner Kalkstein im Steinbruch des Bük-Berges von Szendrőlád



13. ábra. Tört és limonittal átitatott sárga, vastagrétegű kristályos mészkő. Szendrőlád, Bük-hegy

Abb. 13. Zerbrochener und limonitdurchtränkter, gelber, dickgeschichteter kristalliner Kalkstein. Szendrőlád, Bük-Berg



14. ábra. Fehér márványrétegek sárga, vastagrétegű kristályos mészkőben. Szendrőlád, kecskés-hegyi márványbánya

Abb. 14. Weiße Marmorschichten im gelben dickgeschichteten kristallinen Kalkstein. Szendrőlád, Marmorgrube am Kecskés-Berg

A képződménycsoportból az említett faunaelemeken kívül csak a kakaskői kőfejtőből került elő vékonycsiszolatos vizsgálat során egy kb. 2 mm hosszúságú, 1 mm max. szélességű, feltételezhetően szerves maradvány. (A sárga, vastagréteges mészkő és fehér márvány vékonycsiszolatból megismert faunaelemeit a VI. tábla 1–4. szemlélteti.)

f) Világossárga és szürke lemezes mészkő. A sárga, vastagréteges mészkövet a kecskés-hegyi kőfejtőben, a Kakaskőtől É-ra levő néhány kisebb letörésben, a Kecskés-hegytől DK-re levő domb É-i oldalán 10–15 m vastagságú *sárga lemezes mészkő* váltja fel, amely följebb *világosszürke mészkővel* váltakozik.

A Bük-hegyen az említett Szl. 1. sz. fúráson kívül, a hegy DK-i részén a Szl. 3/a sz. fúrás e sárga és szürke lemezes mészkő és sötétszürke (l. feljebb) mészkő váltakozó rétegsorát harántolta 10,70–50,0 m között.

A hegység DNY-i előterében az Edelény környéki helvétai barnaköszén-kutató fúrások közül az alaphegységet értek jelentős része a világossárga és szürke mészkőben, a felette települő sötétszürke mészkőben, ritkábban agyagpalában állt le.

A kőzet mikrokristályos és közép szemcsés kalcitanyagból épül fel (VI. tábla 5.). A durvább kristályos, erősen ikresedett kalcit többnyire lencsésen kihengerelt, de olykor megmarad összefüggő mikrorétegnek is, bár a réteg meghajlik és a hajlatban kivékonyodik. A mikrokristályos mészkő kalcitkristályai egyirányban megnyúltak, préseltek (VI. tábla 6.), a palás síkok követik a kristályos kalcitréteg hajlását.

Mind a durvább, mind a finomabb kristályos kalcitanyagban sok a törmelékes, valamint a mozaikosan kioltó, kis csoportokat alkotó rekrisztallizált kvarc. A mikrokristályos, palásodott részeken gyakori az orientált szericit, elsősorban a durvább kalcitlencsék közvetlen peremi részein. Mindkét mészkőtípusban sok az izolált (0,01–0,05 mm-es) vagy csoportokat alkotó (0,1–0,5 mm-es), erősen limonitosodott pirit. A sötétszürke, erősen palásodott mészkő nagy mennyiségű, igen apró méretű, diszperz eloszlású szerves anyagot tartalmaz.

g) Sötétszürke–fekete lemezes mészkő, valamint meszes (néhol grafitos) agyagpala, aleurolit- és homokkőpala. Az f) alatti rétegtag előbb 15–20 m vastagságú sötétszürke, lemezes mészkőbe megy át, majd e mészkő és szericites palák váltakozása következik. Végül az agyag-, aleurolit- és homokkőpalák jutnak túlsúlyra.

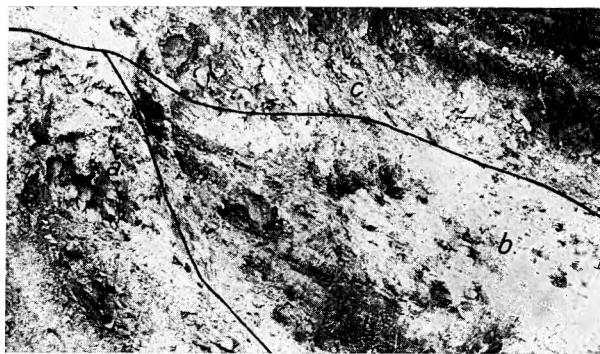
A sötétszürke lemezes mészkövet a Szl. 3/a. sz. fúráson kívül a Szl. 2. sz. fúrás is feltárta. E fúrás valószínűleg vetőzónában (9,40–30,60 m között) szürke, meszes kötőanyagú homokkővet és sötétszürke meszes agyagpalát, 30,60–50,30 m között világosabb és sötétebb szürke meszes agyagpalát és sötétszürke lemezes mészkövet ért. E törmelékes rétegsor a Bük-hegyen nincs feltárva, de csapásában, a kakaskői kőfejtőtől É-ra kb. 300 m-re, egy enyhe kis boltozat É-i szárnyát, a sárga réteges és lemezes mészkő felett, a Szl. 2. sz. fúrásból ismert agyagos-törmelékes rétegek alkotják, sötétszürke lemezes mészkővel és grafitos agyagpalával együtt (15. ábra).

A rétegcsoporthoz ez a változó összetételű része kőzettanilag a crinoideás-tabulatás mészkő rétegcsoporthoz megfelelő képződményeivel azonos, ezért ismertetését ott adjuk.

### C) Az északi mészkőterület, valamint a Gordonyos-bérc és a Mészégető-völgy litológiai egységei

Az É-i kifejlődési területen a világos rakacai márvány jóval vastagabb, mint délen. Ennek következtében a D-i terület tufás mészkővéhez hasonló rétegek az É-i terület világos rakacai márvány rétegsorának a középső részén figyelhetők meg. Az É-i területen a világos rakacai márványra települő képződmények változatosabbak és nehezebben követhetők, mint a D-i területen. Ehhez járul, hogy az É-i terület világos rakacai márvány feletti rétegsorából kevés vizsgálati adatunk van. A Kőfaragó Vállalat fúrásainak mintáit terepen láthattuk, de részletes megmintázásukra nem volt módunk, így ezeknek az átmeneti típusú képződményeknek az ásvány-kőzettani jellemzése nem teljes.

h) Szericites mészkő és rakacai márvány váltakozása. A világos rakacai márvány legfelső, szericites mészkővel váltakozó rétegsorát a rakacaszendi műút bevágása



15. ábra. Sárga lemezes mészkő (a) és sötétszürke lemezes mészkő, grafitos agyagpala (b) lejtőtörmelék alatt (c). Szendrőlád, a Kakaskőtől K-re 300 m-re, egy kis boltozat ÉNY-i szárnyán

Abb. 15. Gelber, blättriger Kalkstein (a) und dunkelgrauer, blättriger Kalkstein, graphitischer Tonschiefer (b) unter dem Gehängeschutt (c). Szendrőlád, etwa 300 m E-lich vom Kakaskő, am NW-lichen Flügel einer kleinen Antiklinale



tárta fel. Rakacaszend községtől D-re Meszes felé, a műút É–D-i és Rakaca felé a műút ÉNy–DK-i szakaszán láthatók e képződmények. A Rakacaszend 3. sz. díszítőkő-kutató fúrás (a rakacaszendi Kopasz-hegyen) 21,0–40,50 m között szericites mészkő és világos rakacai márvány váltakozó rétegeit tárta fel.

A világos rakacai márvány felső, szericites mészkő-betelepüléseit az erősen irányított kőzet-szerkezet, a 0,06–0,10 mm nagyságú, egyirányban megnyúlt kalcitkristályokból álló, 2–4 mm vastagságú tiszta kalcitrétegek és a meszes, szericites, 1–2 mm vastagságú mikrorétegek váltakozása jellemzi. A szericites palarétegekben gyakoriak a 0,1–0,5 mm hosszúságú lencsékbe csoportosult rekrisztallizált kvarcok. Sok az igen apró méretű, sajátalak nélküli pirit.

i) Agyag-, aleurolit-, homokkópala és lemezes mészkő. A h) alatt leírt képződményekre egyre sötétebb színű, csökkenő rétegvastagságú, elmosódottan sávós mészkő következik, amely a mészkőrétegek fokozatos kimaradásával mészpálába, meszes agyag-, aleurolit- és finomszemcsés homokkópala váltakozásába megy át. Ez a teljes rétegsor csak egy feltárásban: a rakacaszendi régi kőfejtőtől D-re, a műút É–D-i szakaszán látható (16. ábra). A Rakacaszend 3. sz. díszítőkő-kutató fúrás a h) képződménycsoport felett, 3,0–7,5 m között sötétszürke, elmosódottan sávós mészkövet, 7,5–21,0 m között sötétszürke, igen gyengén sárgasávós durvakristályos mészkövet harántolt.



16. ábra. Aleurolit és homokkópala, Rakacaszendről D-re a műút bevágásában

Abb. 16. Aleurolit und Sandsteinschiefer im Einschnitt der Chaussee, S-lich von Rakacaszend

A Rakacaszend 2. sz. díszítőkő-kutató fúrás agyagpala-törmelékes vörösagyag alatt 11,0–50,0 m-ig sárgásbarna, kilúgozott, mélyebb részén sötétszürke, néhol gyengén grafitos, finomszemcsés homokkő- és aleurolitpala-betelepüléseket tartalmazó meszes agyagpálát harántolt. Ez a fúrás a hegység É-i részén Rakacától Meszesig jól követhető, agyagpala-finomtörmelékes sávban mélyült. A palasáv Ny-i folytatása már nem ennyire összefüggő. Meszestől ÉK-re, a kis-somos-hegyi kőfejtőtől DK-re kb. 100 m-re, és ettől Szendrő felé csupán néhány kisebb feltárásban ismert, a világos és sötét rakacai márvány közötti helyzetben.

A világos és sötét rakacai márványt elválasztó palasáv meszes agyag–aleurolit és homokkópala állandóan váltakozó 2–3 mm, 4–6 cm vastagságú rétegeiből áll, de a mészkő-

határok közelében 0,5–1 cm vastagságú, sötétszürke mészkőlemezeket is tartalmaz. E palasáv közötti között a tisztán agyagos eredetű ritka. Csaknem minden agyagpala változó mennyiségű törmelékes és rekrisztallizált kvarcot tartalmaz. Röntgenvizsgálat alapján az agyagpala muszkovitból, montmorillonitból, kaolinitből és nagyon kevés plagioklászából áll, sötétszürke–fekete változatai grafitos szerves anyagot tartalmaznak. Az aleurolit- és homokkópala túlnyomó része kvarc, sok szericittel, a röntgenvizsgálat ezeken kívül amfibolt és goethit + hematitot is kimutatott (XVI. tábla 2.).

A palasáv alján és tetején gyakori sötétszürke mészkőrétegek enyhén sávozottak, a sávok és foltok viszont többnyire a rétegzéssel párhuzamos helyzetűek, a világos rakacai márványtól eltérően. E mészkőtípus sokkal több homokot, kőzetlisztet és agyagot tartalmaz, mint a rakacai márvány. A lencsék és sávok közül a világosabbak törmelék-tartalma kevesebb a sávok közötti rész törmelék-tartalmánál. A kalcitkristályok mérete és orientációja tekintetében alig van különbség a sávok és a sávok közötti részeken, a lencse és a kőzet alapanyaga közti határt inkább az utóbbiban gyakori limonitosodott pirit színe hangsúlyozza. Néhány rétegben viszont — a sötét rakacai márványra emlékeztetően — a sávok színe valamivel sötétebb az alapanyagénál. Ezek már inkább folyamatos mikrorétegeknek tekinthetők. A mikrorétegek sötétebb színét pirit és kevés szervesanyag adja.

j) Sötétszürke, lemezes és sávós mészkő. Az előző képződménycsoport palarétegeinek felső részén gyakoriak a sötétszürke lemezes mészkő-betelepülések, de olykor visszatérően sárgasávós, vékonyréteges szürke mészkő is megfigyelhető.

A Rakacaszend 5. sz. díszítőkő-kutató fúrás 17,5–48,5 m között harántolta ezt a mészkőtípust, és ezen kívül a sötétszürke finomkristályos mészkő és a világos rakacai márvány vékonyabb réteges változatát.

E vékony mészkőrétegek erősen palásak, sok kvarcot és agyagásványt tartalmaznak, gyengén kovásodtak. A 0,01–0,05 mm-es orientált kalcitkristályok ritkán kapcsolódnak a rétegzéssel párhuzamos „lánc”-cá. A kvarc nagyobb része rekrisztallizált, lencséit alig-kristályos mészanagyból és szericitből álló öv veszi körül. A kőzet nagyon sok sajátalak nélküli limonitosodott piritet, és grafitos szervesanyag foszlányt tartalmaz.

## D) A legfiatalabb rétegtag

k) Szürke, vastagréteges crinoideás mészkő és sötét rakacai márvány. E két mészkőtípus az É-i és D-i területen egyaránt megtalálható. A D-i területen a szürke crinoideás mészkő, míg az É-i részen a sötét rakacai márvány a gyakoribb.

A szürke crinoideás mészkő elsősorban a hegység Ny-i részén — a Gordonyos-bércen (17. ábra) és a Mészégető-völgyben — feltárt, de az É-i mészkővonulatban, a kis-somos-hegyi kőfejtőben is látható. A hegység K-i részén az Írotától Ny-ra levő kőfejtősor K-i fejtőjében fillitszerű csillámos agyag és aleurolitpalára települ, és felette grafitos agyagpalába zárt crinoideás — tabulatás mészkő helyezkedik el.

A sötét színű rakacai márvány — amely az előző típustól csak annyiban tér el, hogy valamivel durvább kristályos és néhány mm-től 2 cm-ig terjedő sávozottságot mutat — főként a hegység É-i részén gyakori. Megtalálható azonban a Mészégető-völgyben is, ahol a szürke crinoideás mészkővel együtt a crinoideás — tabulatás mészkő fekvőjét alkotja (18. ábra).

A Rakacaszend-5. sz. díszítőkő-kutató fúrás 13,5–17,5 m között harántolt sötétszürke, vastagréteges durvakristályos mészkövet. A Rakacaszend-4. sz. fúrás mindvégig sötétszürke crinoideás mészkővel váltakozó sötét rakacai márványban haladt.

Mindkét kőzetre az igen gyenge irányítottság jellemző. A szabálytalan alakú, ritkán egyirányban kissé megnyúlt kalcitkristályok szorosan kapcsolódnak. A rétegsorban a csökkenő gyakoriság sorrendjében a következő mészkőtípusok különíthetők el:

1. Középszemeses kristályos mészkő (a kalcitkristályok mérete: 0,2–0,3 mm; VII. tábla 1.)
2. Finomszemcsés márvány (a pátos kalcitkristályok mérete: 0,4–0,6 mm)
3. Középszemeses márvány (a pátos kalcitkristályok mérete: 0,5–0,6 mm; VII. tábla 2.)
4. Finomszemcsés kristályos mészkő (a kalcitkristályok mérete: 0,1–0,2 mm)
5. Mikrokrystályos mészkő (a kalcitkristályok mérete: 0,03–0,06 mm)

A sötét rakacai márvány sávjainak kalcitkristályai általában az alanyanyagával azonos méretűek, csak ritkán kisebbek. A sávok sötét színét egyenletesen elszórt pirít, és kevés apró méretű szervesanyag adja. A rétegsor középső részének mészkövei csaknem törmelékmentesek, alsó és felső részén azonban a törmelékes anyag mennyisége nagyobb. A törmelékes alkotók túlnyomó része kvarc, ritkán egy-egy teljesen szericitté alakult földpáttal és autigén szericittal.

18. ábra. Sötétsávós rakacai márvány. Szendrőlád, Mészégető-völgy

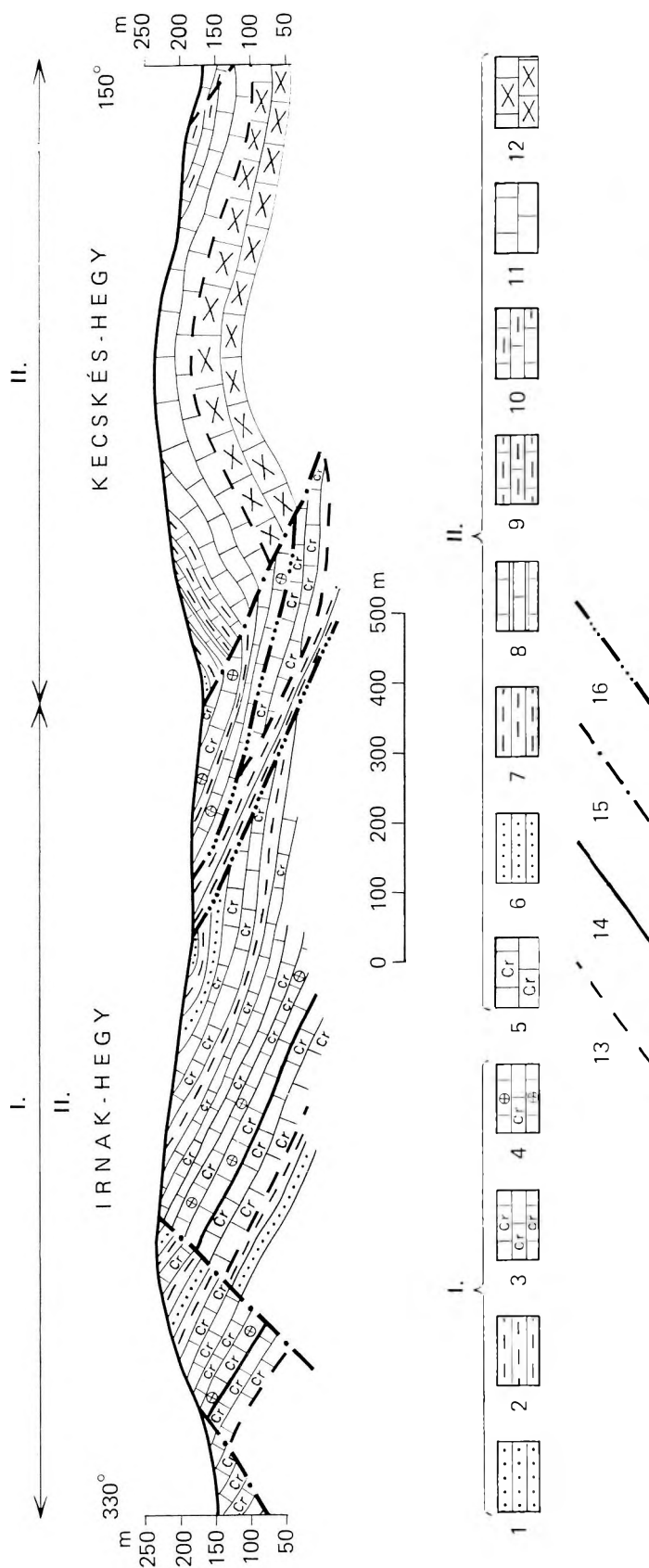
Abb. 18. Rakacac Marmor mit dunklen Streifen. Szendrőlád, Mészégető-Tal



17. ábra. Szürke, vastagréteges, crinoideás mészkő. Szendrőlád, Gordonyos-bérc

Abb. 17. Grauer, dickgeschichteter, crinoideenführender Kalkstein. Szendrőlád, Gordonyos-Felsen





19. ábra. Az Irmak-hegy és Kecskés-hegy földtani szelvénye

I. *Crinoides*-tabulatafővezető rétegsorozat: 1. sötétszürke, finomszemés, homokkőes aleuritpala, 2. sötétszürke agyag- és mészpala, 3. fekete, lemez, crinoides mészkő, 4. sötétszürke crinoides - tabulatafővezető rétegsorozat: 5. szürke, pados, crinoides mészkő, 6. szürke, változó szemcséméretű homokkőpala és aleuritpala, 7. szürke agyag- és mészpala, 8. fekete lemez, crinoides mészkő, 9. világosszürke lemez, crinoides mészkő, 10. világosszürke lemez, crinoides mészkő, 11. sárga pados mészkő és fehér márvány, 12. szeritlenes mészkő, 13. feltételezett képződményhatár, 14. szerkesztett rétegsorozat-határ, 15. vető, 16. törés menti elnyúlás és kibengeriódás

Abb. 19. Geologisches Profil des Irmak-Berges und des Kecskés-Berges

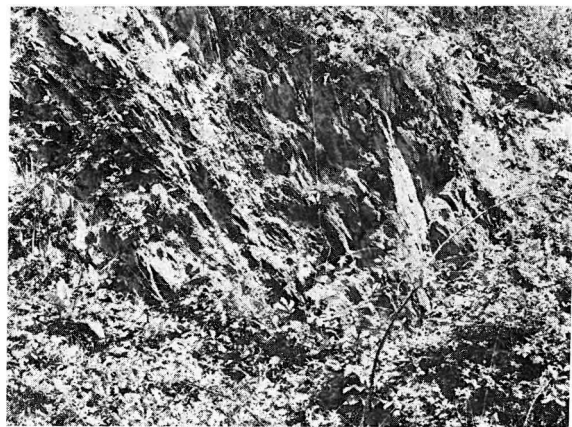
I. *Crinoides*-tabulatafővezető Kalksteinschichtgruppe: 1. dunkelgrauer feinkörniger, sandsteinhaltiger Aleuritpala, 2. dunkelgrauer Ton- und Kalkschiefer, 3. schwarzer, blättriger, crinoidenführender Kalkstein, 4. dunkelgrauer crinoiden-tabulatafővezető Kalkstein, 5. grauer, bankiger, crinoidenführender Kalkstein, 6. grauer Sandsteinschiefer von abwechselnder Körngroße und Aleuritpala, 7. grauer Ton- und Kalkschiefer, 8. schwarzer, blättriger Kalkstein, 9. hellgrauer blättriger Kalkstein, 10. hellgelber, blättriger Kalkstein, 11. gelber, bankiger Kalkstein und weisser Marmor, 12. Kalkstein mit Serizitbläsen. - 13. Angenommene Bildungsgrenze, 14. konstruierte Schichtgruppengrenze, 15. Verwerfung, 16. Scherung und Auswärtigung entlang eines Bruches





22. ábra. Crinoideás—tabulatás mészkő és mész-, agyag-, aleurolitpala egyensúlyi kifejlődése. Szendrőlád, Mészégető-völgy

Abb. 22. Crinoideen-tabulatenführender Kalkstein und Kalk-, Ton- und Aleurolitschiefer, im Gleichgewicht ausgebildet. Szendrőlád, Mészégető-Tal



23. ábra. Mészpala, agyagpala és finomtörmelék palák a crinoideás—tabulatás mészkő rétegcsoport felső részén. Szendrőlád, Mészégető-völgy

Abb. 23. Kalkschiefer, Tonschiefer und feinklastischer Schiefer im oberen Abschnitt der crinoideen-tabulatenführenden Kalksteinschichtgruppe. Szendrőlád, Mészégető-Tal



24. ábra. Grafitos agyagpalára (a) települő crinoideás—tabulatás mészkő (b) lejtőtörmelék (c) alatt. Irotától Ny-ra levő kőfejtősor DK-i fejtője

Abb. 24. Graphitischer Tonschiefer (a) vom crinoideen-tabulatenführenden Kalkstein (b) überlagert unter dem Gehängeschutt (c). SE-licher Steinbruch der von Irota W-lich liegenden Steinbruchreihe



25. ábra. Sötétszürke, crinoideás mészkő, Irota köz-ség É-i részén

Abb. 25. Dunkelgrauer, crinoideenführender Kalkstein im N-lichen Teil der Ortschaft Irota

domb É-i részén (25. ábra) is megtalálható. (Ezek a képződmények a gordonyos-bérci rétegsorral azonosíthatók.)

Az irotai Templomdombon és a községtől Ny-ra levő kőfejtőkben a rétegsor magasabb helyzetű kifejlődése (a barnássárga szericites mészkő, szürke—szürkésbarna mészkő és világosbarna—barnás-szürke, finomtörmelékcs rétegsor váltakozása) látható, ezek viszont az irnak-hegyi rétegekkel vet-hetők össze (26., 27. és 28. ábra).

A rétegcsoport alsó részén gyakoriak a 2—10 m vastagságú, olykor lemezes, *crinoideás—tabulatás* mészkőből álló kihengerelt mészkőlenesek.\* Ezek a fekvő vastagrétegű crinoideás mészkőhöz képest törmelékcs anyagban gazdagabbak, agyagosak, olykor bitumenesek. Anyaguk finomszemcsés, a kalcitkristályok átlagos mérete 0,08—0,12 mm, de gyakran ennél kisebb. A szemcsekontaktus

\* MIHÁLY SÁNDOR (1976) meghatározása alapján Szendrőlád környékéről és Irotáról a következő Tabu-latákat ismerjük: *Chaetetes magnus* LECOMTE, *Heliolites porosus* (GOLDFUSS), *Favosites goldfussi* d'ORBIGNY, *F. goldfussi goldfussi* (d'ORBIGNY), *F. goldfussi eifeliensis* (PENECKE), *F. robustus* LECOMTE, *F. antipertusus* LECOMTE, *Pachyfavosites polymorphus* (GOLDFUSS), *Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE), *Th. cf. micropora* LECOMTE, *Gracilopora cf. acuta* CUDINOVA, *Alveolites fornicatus* SCHLÜTER, *A. minutus* LECOMTE, *A. taenioformis* SCHLÜTER, *Syringopora eifeliensis* SCHLÜTER, *S. crispa* SCHLÜTER.

### 3. Crinoideás—tabulatás mészkő rétegcsoport

A rétegcsoport a hegység D-i mészkővonulatában nagyobb elterjedésű, míg az É-i részen csak néhány feltárásból és a hegység előterében mélyült fúrásokból ismerjük. A hegység É-i és D-i előfordulásainak azonosítása a települési jelleg és a teljes kőzettani megegyezés alapján történt, mivel az É-i részről ezidáig korallokat nem ismerünk.

Az É-i mészkővonulatban e rétegcsoport mélyebb részének legjobb feltárása a kis-somos-hegyi kőfejtő, ahol a sötétszürke, kristályos crinoideás mészkő és vékonyréteges sötétszürke mészkő váltakozása, majd az utóbbi túlsúlyra jutása figyelhető meg. Hasonló kifejlődésben észleltük a Nagy-Somos-hegy É-i részén, a rakacaszendi régi kőfejtő fedőjében és a rakacai nagy kőfejtőben.

A díszítőkő-kutató fúrások közül a Meszes községtől ÉÉK-re 1,3, ill. 1,5 km-re mélyített Meszes 1. és Meszes 2. sz. a sötétszürke rakacai márvány és a fekete, crinoideás vékonyréteges mészkő váltakozását tárta fel. A hegység É-i előterében a Rakacaszend 4/2. (Tb. 2.) sz. szerkezetkutató mélyfúrás 221,40—400,40 m között ezt a szericites mészpálával és agyagpálával váltakozó vékonyréteges, mikrokristályos mészkőcsoportot harántolta, feltehetően csaknem teljes vastagságban. A Szendrő 20. sz. mélyfúrás (a Kis-Somos-hegytől Ny-ra kb. 2 km-re, a hegység ÉNy-i előterében) 92,0—134,70 m között a Rsz. 4/2. sz. mélyfúrás rétegsorával azonos képződményeket; 134,70—204,0 m között az É-i vonulat világos és sötét rakacai márványa közé települő mészpala és grafitos-szericites agyagpalarétegeket harántolt, ezek alatt pedig világosszürke durvakristályos mészkőbe jutott. (A mészpala—agyagpala rétegek valódi vastagsága a fúrásban harántoltnak kb. a fele lehet, a 40—50°-os dőlésértékek alapján.)

A D-i mészkővonulat központi részét alkotja a crinoideás—tabulatás mészkő—mészpala, meszes (olykor grafitos) agyagpala, alárendelten aleurolit és finomszemcsés homokkőpálából álló rétegsor (19. ábra).

A Gordonyos-bércen és az abodi Szőlőhegy DNy-i részén a sorozat mélyebb helyzetű, vastagabb réteges, kevés törmelékes betelepülést tartalmazó sötétszürke mészkő rétegei figyelhetők meg. A Mészégető-völgy Ny-i részén a Gordonyos-bérc csaknem teljesen mészkőből álló rétegsora folytatódik, s itt megállapíthatóan fokozatosan fejlődik ki a durvább kristályos crinoideás mészkőből (20. ábra) és csak néhány mészpala-betelepülést tartalmaz (21. ábra).

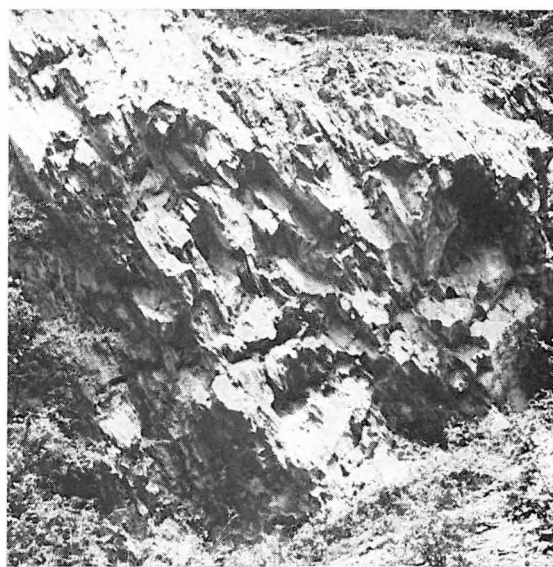
Az Irtak-hegy É-i és D-i részén a mészkő még túlsúlyban van, középső részére viszont a vékonyréteges—lemezes mészkő, a meszes agyag-aleurolit és finomszemcsés homokkőpala egyensúlya jellemző. Ez a rétegsor a hegy K-i folytatásában, a Nagy-Kőbánya-hegyen is feltárt. A Mészégető-völgyben feltárt képződmények — a völgy Ny-i részétől eltekintve — az irtak-hegyi rétegsorral azonosíthatók. A völgy középső részét a mészkő-dominanciájú rétegsor, K-i részét a mészkő és az agyagos—törmelékes képződmények egyensúlya, olykor utóbbiak túlsúlya jellemzi (22. és 23. ábra).

A hegység K-i részén, Irota környékén is megtalálhatók a rétegcsoport képződményei. A községtől Ny-ra levő domb kőfejtői közül a DK-i grafitos agyagpálát, fedőjében vastagpados crinoideás—tabulatás mészkövet tárt fel (24. ábra), ugyanez a mészkő — korallak nélkül — az irotai Templom-



20. ábra. Sötétszürke rakacai márványra (a) települő crinoideás—tabulatás mészkő (b). Szendrőlád, Mészégető-völgy

Abb. 20. Dunkelgrauer Rakacaeer Marmor (a), überlagert vom crinoideen-tabulatenführenden Kalkstein (b). Szendrölád, Mészégető-Tal



21. ábra. Vékonyréteges crinoideás—tabulatás mészkő. Szendrőlád, Mészégető-völgy

Abb. 21. Dünngeschichteter crinoideen-tabulatenführender Kalkstein. Szendrölád, Mészégető-Tal



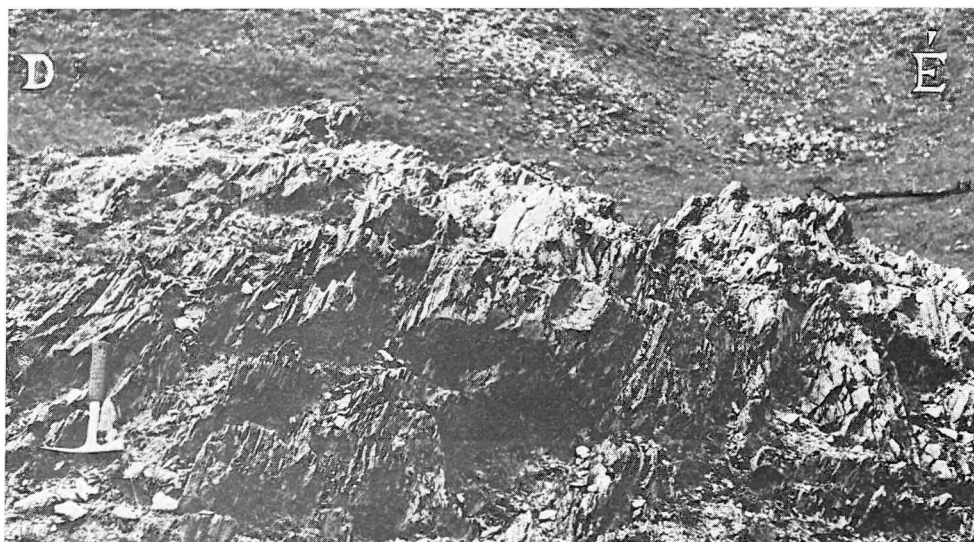


26. ábra. A crinoideás—tabulatás mészkő rétegsoport felső részét feltáró kőfejtő Irotától Ny-ra  
Abb. 26. Steinbruch W-lich von Irota, der den oberen Abschnitt der crinoideen-tabulatenführenden Kalksteinschichtgruppe aufschliesst



27. ábra. Barnásszürke crinoideás mészkővel (a) váltakozó szericites mész-, aleurolit- és homokkőpala (b), Irotától Ny-ra

Abb. 27. Abwechselungslager von bräunlich-grauem crinoideenführendem Kalkstein (a) mit serizitischem Kalk-, Aleurolit- und Sandsteinschiefer (b), W-lich von Irota



28. ábra. Szericites mészpala és finomtörmelékes palák váltakozása, az Irotától Ny-ra levő kőfejtősor DK-i fejtőjében

Abb. 28. Wechsellagerung von serizitischem Kalkschiefer und feinklastischen Schiefern, im SE-lichen Steinbruch der W-lich von Irota liegenden Steinbruchreihe

gyenge, a kalcitkristályok többnyire izoláltan, vagy kisebb szemcsecsoportokat alkotva az agyagos – szericites alig-kristályos kalcitból álló alapanyagban helyezkednek el. Sok a kisméretű, törmelékes és a regenerált, csoportos kvarc. A törmelékes eredetű földpát teljesen szericitesedett, a szericit és a kevés, apró termetű klorit a krisztallizációs palásodás síkját jelzi. A kőzet szöveti képének lényeges alkotói a faunaelemek (VIII. tábla 3–4.), amelyek a palásodás során deformálódtak, olykor átkristályosodtak. A sűrű kalcit-hálózat megkerüli őket. Az agyagos–szericites, limonithártyás sztilolitok többnyire a réteglappal párhuzamos helyzetűek.

A rétegcsoport felső részében a *mészkő* és az *agyagos finomtörmelékes képződmények* mennyiségileg egyensúlyban vannak. Ezek erősen átpalásodtak, gyakran át is kovásodtak.

A szemcseméret és az ásványos összetétel alapján a következő képződmények különíthetők el (ritkán tiszta típusként):

1. Mikrokristályos és finom-, olykor közepszemcsés mészkő (mészpala-betelepülések nélkül), változó mennyiségű agyag- és törmeléktartalommal (VII. tábla 3.).
2. Mikrokristályos és finomszemcsés, gyakran erősen szericites mészkő 1–2 mm vastagságú mészpala-, szericites mészpala- és meszes agyagpala-betelepülésekkel, változó mennyiségű agyag- és törmeléktartalommal (VII. tábla 4.).
3. Mészpala, néhány mm-es mikrokristályos kalcitból álló lencsékkel (VII. tábla 5.).
4. Mészpala, 1–4 mm-es meszes aleurolitpala és finomszemcsés homokkőpala rétegekkel (VII. tábla 6.).
5. Meszes agyagpala és meszes, grafitos agyagpala.
6. Meszes, olykor alig meszes aleurolitpala, 2–3 mm-es agyagpala és finomszemcsés homokkőpala rétegekkel (VIII. tábla 1.).
7. Meszes, olykor alig meszes, finomszemcsés homokkőpala, aleurolitpala és agyagpalarétegekkel (VIII. tábla 2.).

A rétegsor e magasabb helyzetű mészkőrétegei erősen kvarcosak és sok agyagos alkotórészt tartalmaznak. Röntgenvizsgálat szerint illit-montmorillonitot, muszkovitot, kloritot, plagioklásztt és kvarcot tartalmaznak. A sok kötőanyagot tartalmazó aleurolitpala és finomszemcsés homokkőpala az uralkodó kvarcon kívül Rtg.-vizsgálat szerint főleg muszkovitból áll; a kaolinit + klorit kettős rétegű csillám megjelenése mellett az erősen meszes agyagpalák muszkovit, kaolinit, goethit-hematit és kvarc összetételűek; olykor a paragonit jelenléte is kimutatható. A hegység K-i peremén a crinoideás – tabulatás mészkő összlet a hegység egyéb részeihez képest átalakultabb, a fedőjét alkotó „felső törmelékes rétegcsoport”-hoz hasonlóan, és ezért kőzetösszetevőinek mennyiségi aránya az epimetamorf átalakultság felé tolódik el.

#### 4. Felső törmelékes rétegcsoport

A hegység K-i részén Irotán (29. ábra), ettől DK-re Irota és Gadna között, Gadna község É-i részén, a gadnai Nagy-völgyben és a Cigány-hegyet K-ról határoló É–D irányú völgyben grafitos agyagpala, grafitos–szericites meszes homokkőpala és fekete- vagy szürkésávós kovapala váltakozá-

sából álló rétegsor figyelhető meg. E rétegsor mélyebb része erősen meszes, sőt gyakran mészkő-betelepüléseket is tartalmaz. Felfelé a mésztartalom csökken, bár gyakoriak a karbonátosabb visszaütések itt is. Irotától D-re, Irota és Szakácsi között gyakori a lilászörös-vörösesbarna vasas és mangános homokkő és agyagpala, a vasas-mangános kovapala is. Ezek a rétegek, különösen Irota környékén, a mészkövekkel együtt feltehetően még hidrotermás bontáson és átalakuláson is átestek, és ez az elbontás az epimetamorf típusú átalakultságot még hangsúlyosabbá tette (30. ábra).

Az Alsóvadász (Av.) 1. sz. földtani alapfúrás 1034,60–1219,60 m között valószínűleg e rétegcsoport felső, kevésbé meszes, gyakran mészmentes részét harántolta.

A Kis-Somos-hegytől Ny-ra kb. 2,5 km-re telepített Szendrő 21. sz. mélyfúrás 42,50–299,90 m között, és a Tornabarakony 1. sz. mélyfúrás (a hegység É-i előterében), Rakacaszendrőtől ÉNy-ra kb. 3 km-re 371,10–579,40 m között változó mésztartalmú, finomtörmelékes-agyagos rétegsort tárt fel. A Szendrő 21. sz. mélyfúrásban dominál a változó mésztartalmú agyagpala (néhol grafitos agyagpala), felül több homokkő és homokkőpala réteggel; középső részén mészpala, szericites mészpálával, 226,50–229,20 m között világosszürke, finomhomokos aleurolittal és réteges mészkő-betelepüléssel; ez alatt újra a változó mésztartalmú aleurolitpala és finomszemcsés homokkőpala helyezkedik el. A Tornabarakony 1. sz. fúrás által harántolt rétegsor felső részén az agyagpala (olykor grafitos agyagpala), valamint a homokkő, kvarcit, homokkő és csillámos kvarcpala megközelítőleg egyensúlyban van. A talp felé a rétegsor meszesedik, gyakoriak a márgapala- és mészpalarétegek, 547,0–547,80 m között agyagos mészkő-betelepülést is tartalmaz.

E két fúrás rétegsora csaknem azonos az irotai feltárásokban, ill. egyes Edelény környéki mélyfúrásban harántolt meszes, agyagos, finomtörmelékes rétegsorral. Irotán a törmelékes képződmények és



29. ábra. Homokkő, aleurolitpala és lemezes mészkő váltakozása az irotai Templomdomb középső részén  
Abb. 29. Wechsellagerung von Sandstein, Aleurolit-schiefer und blättrigem Kalkstein im mittleren Teil des Templom-Hügels von Irota



30. ábra. Hidrotermásan bontott kvarcitos agyag és aleurolitpala, az irotai Templomdomb D-i részén

Abb. 30. Hydrothermal zersetzter quarzitischer Ton und Aleurolit-schiefer, im S-lichen Teil des Templom-Hügels von Irota

agyagpalák kezdetben a karbonátos rétegsorban betelepülésként jelentkeznek, majd uralomra jutnak.

Minthogy a hegység É-i előterében a Rsz. 4/2. sz. (Tb. 2. sz.) mélyfúrás az É-i mészkővonulat legfiatalabb képződményét (crinoideás mészkő rétegcsoport) tárta fel, és a tőle ÉK-re mélyült Tb. 1. sz. mélyfúrásban a talp felé erős meszesedés figyelhető meg, valamint, hogy az említett mészkő-réteg kőzettanilag nagyon hasonló a Rsz. 4/2. sz. (Tb. 2. sz.) mélyfúrás felső részének agyagosabb mészköveihez, fel kell tételeznünk, hogy a hegység ÉNy-i és É-i előterében feltárt (harmadidőszaki üledékes kőzetekkel és vulkanitokkal fedett), uralkodóan törmelékes és agyagos képződmények azonosíthatók a DK-i terület (Irota környéke) megfelelő képződményeivel.

A Szendrői-hegység üledékképződésében tehát a crinoideás – tabulatás mészkő összlet képződése után egy fokozatosan csökkenő karbonáttartalmú törmelékes és agyagpala rétegcsoport képződött. Ennél fiatalabb devon képződményt a hegység területéről, ill. eltemetett folytatásából nem ismerünk. Korát illetően az üledékképződés folytonossága alapján csak annyit állapíthatunk meg, hogy a középsődevon felső részét, esetleg a felsődevont képviseli.

\* \* \*

A rétegcsoport kőzettani jellege, szerkezeti és kőzetszerkezeti jelenségei hasonlóak a központi törmelékes rétegösszetételéhez. Eltér azonban a képződmények átalakultsági fokában. Sajátosan éppen e legfiatalabb rétegcsoport érte el egyértelműen az epimetamorf stádiumot. Mind a kőzetszerkezet, mind pedig az ásványos összetétel egyértelműen stressz hatására történt átalakulásra utal.

A kőzettípusok tekintetében nagyon változatos rétegcsoportban a tiszta képződménytípusok ritkák. A többnyire átmenetekkel, de olykor éles határral érintkező vékony rétegek inhomogén szemcseösszetételűek, és az egyes típusok mikrorétegek formájában a szomszédos rétegekben is megtalálhatók. Mindezek figyelembevételével a következő alaptípusokat különíthetjük el a csökkenő karbonáttartalom sorrendjében:

1. Közép- és finomszemcsés kristályos mészkő, sok törmelékes eredetű anyaggal (IX. tábla 1.).
2. Közép- és finomszemcsés kristályos mészkő – mészpala, meszes agyagpala és aleurolitpala néhány mm-es lencsével.
3. Szericitréteges mészkő.
4. Szericitréteges mészkő, mészpala és aleurolitpala, vékony kvarcitlencsékkel (IX. tábla 2.).
5. Mészpala, meszes agyagpala (szericites mész- és agyagpala mikrorétegekkel) (IX. tábla 3.).
6. Mészpala – meszes agyagpala, szericites homokkópala, szericites kvarcit-betelepülésekkel.
7. Kloritos, meszes agyag és aleurolitpala – szericites és kloritos homokkő és kvarcitpala – rétegekkel (IX. tábla 4.).
8. Meszes (grafitos) agyagpala kvarcitlencsékkel (IX. tábla 5.).
9. Meszes, szericites aleurolit- és finomszemcsés homokkópala, meszes agyagpala különböző típusaival (IX. tábla 6. és X. tábla 1.).
10. Mészmentes vagy alig-meszes, kloritos agyag- és szericitpala (X. tábla 3–4.).
11. Mészmentes homokkópala (X. tábla 2.).
12. Homokkőkvareit és kvareit (VIII. tábla 5–6. és X. tábla 5.).

Az egész rétegcsoportra a viszonylag gyengén felismerhető, rétegzés szerinti palásság, az erős krisztallizációs palásság, a vékony mészkőrétegek mikrobudinázs szerkezete jellemző. A törmelékes és újraképződött ásványok aránya 50:50%-tól 20–80%-ig változik, utóbbi olykor eléri a 100%-ot is.

A rétegcsoport egésze változó mértékben kovásodott, egyes részein változó mértékű, vasas – mangános hidrotermás hatás nyomai is mutatkoznak. A rétegsorban kijelölhető epimetamorf ásvány-paragenezisek (vékonycsiszolati és Rtg.-vizsgálatok szerint) a következők:

- 1a) Kristályos kalcit, szericit, kvare (klorit)
- b) Kristályos kalcit, muszkovit, kvare (klorit, plagioklász)
- c) Kristályos kalcit, muszkovit, kvare (klorit, anfiból, káliföldpát)
- d) Pelitomorf kalcit, muszkovit, kvare (klorit)
- e) Sziderit, muszkovit, kvare (pirit) (X. tábla 6.)
- 2a) Kvare, muszkovit, kaolinit + klorit (paragonit)
- b) Kvare, muszkovit, vermiculit + klorit + montmorillonit + illit (plagioklász)
- c) Kvare, muszkovit, grafit
- d) Kvare, kaolinit, grafit
3. Kvare

A törmelékes eredetű ásványok közül csak a kevés korrodált kvare ismerhető fel. Az újraképződött ásványok már a krisztallizációs palásságot jelzik. Gyakoriak a mozaikosan kioltó kvarc szemcsékből álló, palássággal konform helyzetű lencsék. A homokkőkvareitok és kvareitok kvarc szemcséi blasztosodnak, a nagy szemcsék peremi része töredezett és újrakristályosodó. A mészkövek kristá-



lyosak, pelitomorf kalcit csak a mészpalákban van, de ezekben is gyakoriak a kvarcitlencsék peremén a nagyméretű kalcitkristályok. A központi törmelékes összlethez képest a kevert-réteges csillámszerkezet ritkább, nagyobb a muszkovit és klorit mennyisége, gyakoribb a paragonit.

## FIATAL FEDŐKÉPZŐDMÉNYEK

A Szendrői-hegység területén és fedett, felszín alatti folytatásában a devon rétegsorra miocén és pliocén üledékek települnek.

A legidősebb neogén kifejlődés a *burdigálai* homok, homokkő, pectenés homokos aleurit, ezt mind a hegység területéről, mind annak DK-i előteréből (Lak 1. sz. mélyfúrás: 438,0–547,0 m és Damak 1. sz. mélyfúrás: 388,0–412,0 m) ismerjük. Az ÉNy-i előtérben a Rudabányai- és Szendrői-hegység között mélyült Rudabánya 461. sz. és a Rudabánya 520. sz. mélyfúrásban (32,0–248,6 m, ill. 125,5–312,0 m között) harántolt vörösagyagos, osztályozatlan konglomerátum feltehetően burdigálai, az É-i előtérben a Tornabarakony 1. sz. (226,0–371,1 m) és a Rakacaszend 4/2. sz. mélyfúrás (187,0–219,7 m) a DK-i előtér faunás kifejlődését tárta fel.

A *helvéc*i képződmények kifejlődési típusa problematikus, elterjedésük nehezen körvonalazható. Biztosan helvétibe sorolható képződményeket csak a hegység D-i és DK-i előteréből az Alsóvadász 1. sz. fúrásból (867,5–1034,5 m) ismerünk, kavicsos aleurolit és agyagos aleurit kifejlődésben. Feltehetően a helvétit képviseli a Lak 1. sz. mélyfúrásban (385,0–440,0 m) ért barnakőszénnyomos agyagréteges konglomerátum, és a K-i előtérben, a Felsőgagy 1. sz. mélyfúrásban (600,0–628,0 m) harántolt szárazföldi kavicsos agyag. A hegység területén, valamint annak K-i és É-i előterében a Borsodi-medence kőszéntelepés rétegsora nem fejlődött ki, DK-i előterében pedig a kőszéntelepés rétegsor fekvő képződményeinek leülepedése után nyíltabb vízi üledékképződés folyt.

A *torton*i képződmények mind a hegység területén, mind pedig a közvetlen medence-környezetben hiányoznak, kivéve a távolabbi DK-i előteret: az Alsóvadász 1. sz. mélyfúrás 723,0–867,50 m között, tarkaagyag felett, kb. 100 m vastagságban a középső riolittufa összletet, e felett csökkentsősvízi rétegeket tárt fel.

A *szarmata* emeletet képviselő képződmények a hegység belterületén kisebb foszlányokban találhatók meg. DK-i előtérben a Damak 1. sz. (56,2–241,0 m), a Lak 1. sz. (82,0–385,0 m), az Alsóvadász 1. sz. (242,0–723,0 m) mélyfúrások, K-i előtérben a Felsőgagy 1. sz. mélyfúrás (244,0–600,0 m) mélyebb szintjén riolittufa-csíkos kiédesedő rétegsort, e felett a legfelső riolittufa szintet harántolta. A hegység É-i előtérben a Tornabarakony 1. sz. (200,0–226,0 m) és a Rakacaszend 4/2. sz. (160,40–187,60 m) mélyfúrások riolittufát és tufás agyagot, ill. aleuritot tártak fel. A hegység erősen lepusztult szarmata rétegsora inkább a DK-i előtér kifejlődésével azonosítható.

A *pannóniai* képződmények kifejlődési típusa és elterjedése a hegységben és előtérben még nem teljesen tisztázott. A DK-i előtérben a faunával igazolható alsópannóniai rétegek tavi–szárazföldi képződményekbe mennek át, az Alsóvadász 1. sz. (0–243,0 m), a Lak 1. sz. (0–83,0 m) és a Damak 1. sz. (27,2–56,20 m) mélyfúrás rétegsora alapján. A K-i előtérben a Felsőgagy 1. sz. mélyfúrás (0–244,0 m) faunamentes rétegeket, az É-i előtérben a Tornabarakony 1. sz. mélyfúrás 4,0–67,5 m között flórával igazolt felsőpannóniai, ez alatt 67,5–220,0 m között faunamentes pannóniai rétegsort harántolt. A hegység közvetlen É-i előtérében mélyült Rakacaszend 3. sz. és Rakacaszend 4/2. sz. mélyfúrás pannóniai rétegsora már a Rudabányai-hegység és annak DK-i előtere felsőpannóniai lignites rétegsorával azonosítható. A hegység pannóniai képződményei eddig nem kerültek részletes vizsgálatra. A hegység belterületén az erősen lepusztult agyag, homok, kavics-képződmények kora (pannóniai belül) bizonytalan.

A *pleisztocén*ben a hegység véglegesen kiemelkedett, viszonylag vékony terasz kavics, nyirok, és vörösagyag képződött.

## A DEVON KÉPZŐDMÉNYEK ANYAGVIZSGÁLATI EREDMÉNYEINEK ÖSSZEFOGLALÁSA

A hegység központi törmelékes összletének és az É-i mészkővonulatnak a rétegsorát a nagyobb feltárások szelvényei alapján a IV. mellékleten, a D-i mészkővonulatát pedig az V. mellékleten szemléltetjük.

Az egyszerűsített rétegoszlopok mellett a képződmények  $\text{CaCO}_3$ -tartalmát, a  $\text{CaO:MgO}$ -át és HCl-ban oldhatatlan maradékának mennyiségét is feltüntettük.

A mészmentes vagy alig-meszes központi törmelékes összletből kifejlődő *átmeneti rétegcsoport* törmelékes és agyagos betelepülései meszesek, a mészkövek  $\text{CaCO}_3$ -tartalma 70–80, ritkán 90%-ot is elér; a HCl-ban oldhatatlan maradék mennyisége 9,5–17%, kivételesen 9,5%-nál kevesebb. A  $\text{CaO:MgO}$  átlagosan 50:0,5%, a dolomitósodott mészkő felszíni mintáiban 40,20:9,6%, a Rsz. 3. sz. mélyfúrásban 47,90:3,30% és 30,95:15,45% szélső értékek között változik.

A *rakacai márvány rétegcsoport*ra a tiszta mészkövek, és az erősen meszes, de alárendelt szerepű törmelékes – agyagos közbetelepülések jellemzők. A világos rakacai márvány  $\text{CaCO}_3$ -tartalma 94–99% (átlagosan 98%); HCl-ban oldhatatlan maradéka 0,16–2,5%; a  $\text{CaO:MgO}$  átlagosan 55:0,30%. Hasonlóan magas  $\text{CaCO}_3$ -tartalmú a D-i mészkőfácies sárga, vastagréteges mészkőve ( $\text{CaCO}_3$ -tartalma 94,99%,  $\text{CaO:MgO}$  aránya 52:0,75–53:0,25%, HCl-ban oldhatatlan maradéka 2,2–2,5%), a sötét rakacai márvány ( $\text{CaCO}_3$ -tartalom 94–97%,  $\text{CaO:MgO}$  arány 53,37:0,7%, HCl-ban oldhatatlan maradéka 2,8%) és a szürke, vastagréteges crinoideás mészkő ( $\text{CaCO}_3$ -tartalom 93–96%,  $\text{CaO:MgO}$  aránya 52,5:0,25%, HCl-ban oldhatatlan maradéka 2–3%).

A crinoideás – tabulatás mészkő rétegcsoport törmelékes és agyagos betelepülései a fedő felé haladva csökkenő mésztartalmúak, a mészkövek  $\text{CaCO}_3$ -tartalma 85–95%,  $\text{CaO:MgO}$  aránya 42,9:0,2–54,09:0,7% szélső értékek között változó, HCl-ban oldhatatlan maradékuk mennyisége pedig 1,5–6%.

A felső törmelékes rétegcsoport mészköveinek  $\text{CaCO}_3$ -tartalma 72–92%,  $\text{CaO:MgO}$  aránya 50,88:0,30–42,2:0,4%, HCl-ban oldhatatlan maradékuk mennyisége pedig a rétegcsoport felső része felé 7–18%-ig emelkedik. A rétegcsoport mélyebb helyzetű finomtörmelékes és agyagos rétegei változó mértékben meszesek, a magasabb helyzetű rétegek alig-meszesek vagy mészmentesek.

A 3., 4. és 5. táblázat a hegység képződményeinek színeképlemzési adatait tartalmazza az idős képződményektől a fiatalabbak felé haladva. A színeképlemzési adatok értékelését csak képződménytípusokra bontva tudtuk megoldani, így az egyes típusokon belül az átlagértékektől való eltérés szembeötlőbb.

A 3. táblázat az agyag- és aleurolitpalák színeképlemzési adatait tartalmazza. A típusos agyagpalák Ti-tartalma 2500–6000 ppm (többségében 4000–6000 ppm között változik), az aleurolitpaláké 1000–2500 ppm (ritkán éri el a 4000 ppm értéket). A központi törmelékes összlet képződményeinek Ti-tartalma inkább az alsó, a felső törmelékes rétegcsoportbelieké pedig a felső határhoz áll közelebb. Az agyag- és aleurolitpalákban jelentősebb mennyiségű még a Mn, Sr és Ba. A Mn nem mutat jellemző változást (átlagosan 160–1600 ppm), a Sr az erősebben meszes agyag- és aleurolitpalákban az átlagos 40–250 ppm-hez képest 1000 ppm-ig nő; a Ba értéke a törmelékes anyag mennyiségének növekedésével nő, de nem karakterisztikusan, így átlagértéke 100–600 ppm között változik (az agyagpalákban 100–250 ppm).

Az Irota környéki meszes aleurolit- és agyagpalák színeképe a hegység egykorú képződményeitől eltérő. Irota környékén az eredeti összetételtől függetlenül jellemző az erős kovásodás és hidrotermás (kovás-vasas) típusú elbontás. A jellegzetes kvarceres és lencsés, vörös, olykor szinte fehérre kilúgozott agyagpalák (ritkán láthatók eredeti fekete színben) sok idiomorf, kocka alakú piritet tartalmaznak. Az uralkodóan 6000 ppm Ti-tól eltekintve, a Mn a kovásodott meszes agyag- és aleurolitpalákban 1000–6000 ppm átlagértékű (max. 10 000 ppm). Magas a Ba értéke is; az átlagtól eltérően 1000 ppm. (A Gadna környéki egykorú képződményekben a maximum jóval kisebb.)

A magas Fe – Mn – Ba-tartalom és a viszonylag kis földrajzi távolság miatt a rudabányai analógia önként adódna, de ismereteink szintje ennyire konkrét megállapítást nem tesz lehetővé, csak annyit állapíthatunk meg, hogy a felső törmelékes összletet (mind Szendrőlád, mind pedig Irota környékén, még az Alsóvadász 1. sz. mélyfúrásban is követhetően) feltehetően hidrotermás metasomatikus hatás érthette.

A 4. táblázat a homokkövek és kvarcitok színeképlemzési értékeit ismerteti. Az agyagpalákhoz, aleurolitokhoz képest a homokkövek Ti-tartalma természetesen kevesebb, 600–2500 ppm (az agyagpala-mikroréteges változatoké ritkán 4000 ppm), a Mn mennyisége viszont több, átlagosan 400–600 ppm, gyakori az 1000–2500 ppm érték. A Ba átlagosan 160–600 ppm, többségében 250–400, de 1000 ppm-et is elér. A Sr az agyagpalákhoz hasonlóan a meszesebb változatokban több, 1000 ppm-ig nő, átlagosan 250–600 ppm.

A kvarcitokra – a rétegsorban elfoglalt helyüktől függetlenül – a nyomelemek igen kis mennyisége jellemző. A Ti 160–400 ppm, a Mn 25–100 ppm (kivétel Irota környéke, ahol 250–600, sőt egy mintában 2500 ppm), a Sr 600, a Ba 160 ppm maximumot mutat, általában ennél jóval kisebb. A többi elem vagy a kimutathatósági határon, vagy ez alatt van. A színeképlemzési értékek is a kvarcitok metamorf eredetét támasztják alá a hidrotermás eredettel szemben.

Az 5. táblázat a hegység mészköveinek színeképlemzési értékeit tartalmazza. A mészkövek nyomelemtartalma törmelékes anyag tartalmuk függvényében változik. A Ti átlagosan 160–400, sok törmelékes anyag esetén 600–1600 ppm; szélső értéket az átmeneti rétegcsoport agyagpalával váltakozó préselt mészkőve mutat, ebben 4000 ppm-et ér el. Az Mn átlagosan 40–250 ppm, a Szendrő 20. sz. mélyfúrásban 4000 ppm. Nyomelemben legszegényebb a legtisztább mészkőtípusokat





3. táblázat folytatása

Össze- let	Réteg- csoport	Kőzet	Lelőhely	B	Mn	Pb	Ga	V	Ti	Cu	Ni	Co	Sr	Cr	Ba	Li	Zn
Felső- törme- lékes		Agyagpala	Tornabarakony 1. sz. f. 428,5–430,0 m	160	600	3	10	100	2500	4	10	4	250	—	1000	—	—
		Meszes agyagpala	Tornabarakony 1. sz. f. 463,0–463,4 m	100	400	4	6	16	1600	4	6	4	250	—	1000	—	—
		Gyengén meszes, mállott agyagpala	Irota, Templomdomb D-i oldal	100	1000	40	40	100	4000	100	100	16	400	60	400	100	160
		Kiscé meszes, limonitos aleurolitpala	Irota, Templomdomb D-i oldal	100	10 000	40	6	40	1000	25	160	250	25	16	250	16	250
		Gyengén meszes, grafi- tos aleurolitpala	Irota, falutól DNy-ra kb. 500 m	100	6000	<6	<4	40	1000	25	25	16	16	16	250	16	250
		Mészmentes, kovás aleurolitpala	Irota, falutól DNy-ra 500 m	100	4000	10	<4	<16	1000	60	40	40	<10	6	100	6	160
		Gyengén meszes, ková- sodott agyagpala	Irota, falutól DNy-ra kb. 700 m	160	6000	16	16	160	4000	40	100	60	160	60	1000	60	<160
		Gyengén meszes, grafitos agyagpala	Irota, falutól DNy-ra kb. 700 m	100	400	16	40	250	6000	100	40	<10	1000	160	1000	60	<180
		Meszes agyagpala	Irota, falutól DNy-ra kb. 700 m	60	600	16	40	250	6000	160	25	<10	1000	160	1000	100	160
		Meszes agyagpala	Irota, falutól DNy-ra kb. 700 m	60	400	16	40	250	6000	160	60	25	250	160	1000	100	160
		Meszes agyagpala	Irota, falutól DNy-ra kb. 800 m	100	400	16	40	250	6000	10	60	40	250	160	1000	100	160
		Meszes aleurolitpala	Irota, falutól DNy-ra kb. 800 m	40	400	16	40	100	4000	600	60	16	600	100	1000	160	250
		Meszes, grafitos agyagpala	Gadna, Nagy-völgy bejárata	60	160	16	25	250	6000	60	25	10	1000	160	400	60	160
		Erősen meszes agyagpala	Gadna, Nagy-völgy bejárata	40	160	16	25	250	6000	25	25	<10	1000	160	400	60	<160
		Meszes aleurolitpala	Gadna, Nagy-völgy	60	1000	10	<4	250	1000	60	25	<10	400	60	160	25	<160
		Aleurolitpala	Gadna, Nagy-völgy	100	1600	<6	6	25	1600	25	40	<10	25	25	100	25	<160
		Gyengén meszes agyag- pala	Gadna, Cigány-hegy K-i oldal	60	60	6	10	40	2500	40	25	<10	60	40	160	40	<160
		Alig meszes agyagpala	Gadna, Cigány-hegy K-i oldal	40	40	6	4	40	1600	40	16	<10	60	25	180	25	<160

4. táblázat

A devon homokkövek és kvarcitok szinképlelemzési értékei (ppm-ben)

Összet.	Réteg-	Kőzet	Leőhely	B	Mn	Pb	Ga	V	Ti	Cu	Ni	Co	Sr	Cr	Ba	Li	Zn
Központi törmelék	Rég-	Kvarcit	Tátra-hegy és Galvács között	25	25	16	< 1	< 16	400	16	10	10	600	25	160	60	< 160
		Durvaszemés homokkő	Tátra-hegy É-i része	40	1000	6	4	40	1000	100	16	< 10	40	40	160	40	< 160
		Finomszemés, meszes homokkő	Köves-hegy	25	400	< 6	< 1	40	1600	16	16	< 10	60	40	160	40	< 160
		Finomszemés, meszes homokkő	Meszes, sportpálya	60	1600	6	4	40	1000	40	40	< 10	100	60	400	60	< 160
		Finomszemés homokkő	Magyarokosár-hegy D-i része	25	600	< 6	< 1	40	1600	60	25	< 10	25	25	160	60	< 160
		Finomszemés homokkő	Magyarokosár-hegy D-i része	100	400	6	25	100	2500	40	60	16	60	60	400	60	< 160
Álmeneti	Rég-	Finomszemés, meszes, agyagos homokkő	Meszes, Templomdomb	40	400	6	16	40	4000	25	16	16	600	60	600	60	< 160
		Finomszemés, meszes homokkő	Magyarokosár-hegy D-i része	100	40	6	< 1	< 16	250	25	10	10	1000	25	250	100	< 160
		Finomszemés, meszes homokkő	Rakacsaszend, Kópasz-hegy	100	2500	16	< 4	40	1000	40	60	< 10	1000	100	250	100	< 160
		Finomszemés, meszes homokkő	Rakacsaszend, műút	60	60	6	1	25	2500	25	16	16	400	16	160	60	160
		Finomszemés, meszes homokkő	Rakacsaszend, műút	60	400	< 6	16	60	2500	25	25	< 10	160	40	250	40	—
		Finomszemés, meszes homokkő	Szendrőlád, Kakaskő	40	600	10	2,5	25	1000	4	6	—	250	16	250	—	100
Rakacsi márvány	Rég-	Finomszemés, meszes homokkő	Szendrőlád, Irtak-hegy	40	100	10	4	40	1000	6	10	16	400	16	400	40	—
		Kövásodott homokkő	Irtak	100	100	10	< 4	16	250	60	4	< 10	600	25	400	100	160
		Kvarcit	Irtak	100	2500	6	< 4	< 16	250	60	60	40	160	16	160	4	< 160
		Kövásodott, finomszemés homokkő	Irtak	40	250	< 6	4	< 16	1000	25	16	< 10	40	25	250	25	< 160
		Homokkőkvareit	Gadna, Nagy-völgy	60	600	< 6	< 4	< 16	< 160	40	40	< 10	25	25	< 60	10	< 160
		Homokkőkvareit	Gadna, Cigány-hegy	16	600	< 6	< 4	< 16	< 160	40	16	< 10	< 10	25	< 60	< 4	< 160
Felső törmelék	Rég-	Finomszemés, kőszé homokkő	Gadna, Cigány-hegy	40	600	6	< 4	40	600	40	16	< 10	< 10	25	< 60	16	< 160
		Aprószemés homokkő	Szendrőlád, 21. sz. f. 75,0 m	< 25	160	< 6	25	160	4000	16	< 10	< 10	60	10	250	25	< 160
		Aprószemés homokkő	Szendrőlád, 21. sz. f. 244,0 m	40	600	10	4	25	600	4	6	—	250	10	250	—	100
		Aprószemés homokkő	Szendrőlád, 21. sz. f. 254,3 m	40	60	10	2,5	25	1000	4	6	—	250	10	250	—	100
		Agyagos kovapala	Tornabarakony 420—421,0 m	100	400	6	10	60	1600	4	25	25	250	—	400	—	—
		Agyagos, meszes homokkő	Tb. 1. sz. f. 428,5—430,0 m	160	600	6	10	100	2500	4	10	4	250	—	1000	—	—
Meszes kovapala	Rég-	Meszes kovapala	Tb. 1. sz. f. 578—579,0 m	100	600	10	2,5	60	1000	4	6	4	250	10	250	—	—

5. táblázat

A devon mészkövek szinképlelemzési értékei (ppm-ben)

Réteg- csoport	Kőzet	Leőhely	B	Mn	Pb	Ga	V	Ti	Cu	Ni	Co	Sr	Cr	Ba	Li	Zn
Alumini- t	Fekete, tömélékes mészkő	Magyarkosár-hegy	100	40	6	< 1	< 16	250	25	10	10	1000	25	25	250	100
	Fekete, tömélékes mészkő	Magyarkosár-hegy	100	100	10	1,6	16	< 160	40	4	< 6	2500	4	14	160	40
	Fekete, tömélékes mészkő	Rakacszend, műút	25	40	< 6	< 1	25	< 160	25	< 6	< 10	600	< 4	400	60	< 160
	Fekete, tömélékes mészkő	Rakacszend, Kopasz-hegy	60	25	10	< 1	< 16	250	16	10	< 10	400	40	160	60	< 160
	Kovás, fekete töm. mészkő	Meszes, Templondomb	60	1600	10	10	40	4000	40	40	< 10	1600	60	400	100	160
	Dolomitos, kovás mészkő	Rakacszend 3. sz. f. 253–254 m	60	1600	4	—	10	1600	—	2,5	4	60	< 40	1000	—	—
	Dolomitos, kovás mészkő	Rakacszend 3. sz. f. 290–291 m	160	160	4	2,5	40	1600	2,5	10	6	60	25	400	—	60
	Szerleites mészkő	Rakacszend, műút	25	10	< 6	< 1	< 16	< 160	25	< 6	< 10	600	< 4	160	100	< 160
	Világosszürke márvány	Rakacszend, régi kőbánya	60	60	6	< 1	16	< 160	40	< 6	< 10	1000	10	250	100	< 160
	Világosszürke márvány	Rakacszend, kőgödörök	25	40	4	< 1	< 16	< 160	< 16	< 1,6	< 6	1600	< 2,5	160	40	< 160
Rakacsa- i márvány	Világosszürke márvány	Meszes, Várhegy	60	60	6	< 1	16	< 160	40	< 6	< 10	1000	10	250	100	< 160
	Világosszürke márvány	Szendró 20. sz. f. 214–214,1 m	160	60	< 6	< 6	< 25	< 10	16	< 6	< 10	1000	< 6	400	60	—
	Szerleites mészkő	Szendrói-Várhegy	40	60	6	2,5	16	250	6	4	10	600	10	250	25	—
	Szerleites mészkő	Szendrói-Várhegy	40	100	10	4	40	1000	6	10	16	400	16	400	40	—
	Sárga, vastagréteges mészkő	Szendrói-Várhegy	60	100	10	1	< 16	160	25	10	6	600	6	250	40	—
	Fehér márvány	Szendrói-Várhegy	25	25	6	< 1	16	< 160	40	< 6	< 10	> 10000	6	600	60	—
	Világossárga, lemezes mészkő	Szl., Bük-hegytől f. ra	40	16	4	1	16	250	10	2,5	< 6	160	25	250	—	—
	Szürke lemezes mészkő	Kakaskötől f. ra 300 m	100	40	6	1	25	400	16	10	< 10	400	25	160	40	—
	Sötétzürke-lemezes mészkő	Kakaskötől f. ra 300 m	100	60	10	1	16	250	60	16	< 10	600	25	250	100	—
	Sötétzürke-erindeas mészkő	Szendrói-Várhegy	100	60	6	1	< 16	250	25	4	< 6	600	25	160	40	—
Crimoidas- tabulatus	Sötétzürke sávos mészkő	Rsz. 3. sz. kőf. f. 3–7,5 m	160	60	6	< 1	16	< 160	40	25	16	400	6	250	60	160
	Sötét rakacsi márvány	Rsz. 5. sz. kőf. f. 3–7,5 m	25	40	6	1	16	160	25	6	10	600	4	400	60	160
	Sötét rakacsi márvány	Rakacszend, régi bánya	100	40	6	< 1	25	< 160	16	< 6	< 10	600	< 4	250	60	< 160
	Lemezes sötétzürke mészkő	Szendrói-Várhegy	40	250	10	4	16	400	6	6	16	600	16	250	40	—
	Sötétzürke mészkő	Szl., Mészeghegy-völgy	60	60	10	< 1	16	< 160	10	1,6	< 6	1000	6	160	25	—
	Fekete, töm. mészkő	Irota, Ny-i kőfejtő	100	60	25	< 4	25	160	100	16	< 10	600	60	250	100	160
	Világos, szerleites mészkő	Irota, Ny-i kőfejtő	40	40	6	1,6	25	600	40	< 6	10	600	40	160	60	160
	Sötétzürke mészkő	Irota, Templondomb	100	250	6	< 4	16	160	100	10	< 10	600	40	160	100	160
	Lemezes sötétzürke mészkő	Irota, Templondomb	40	60	16	< 4	16	< 160	40	4	< 10	600	4	60	60	160
	Sötétzürke, lemezes mészkő	Szendró 20. sz. f. 119–121 m	60	4000	100	10	60	1600	100	60	40	400	40	600	100	—

tartalmazó rakacai márvány rétegcsoporth [még a tufás (?) szericitlencsés mészkőben sincs kiugró érték]. A Sr és Ba kivételével a nyomelemek mennyisége a kimutathatósági határ közelében van. A rakacai márvány rétegcsoporth csaknem törmelékmentes mészkőveiben a Sr átlagértéke 10–1600 ppm, a kecskés-hegyi márványban 10 000 ppm. (Az utóbbinál feltételezhető, hogy ősmaradványok eredetileg aragonit-vázából származik a magas Sr érték.) A hegység egészéhez viszonyítva nagy a crinoideás–tabulatás mészkövek Sr-tartalma is, ezek nagyobb törmelékes anyag tartalma ellenére, így esetleg feltételezhetjük, hogy a rakacai márvány rétegcsoporth mészkővei is tartalmaznak átkristályosodott, kisméretű faunaelemeket. Másrészt a mészkőekben a Sr növekedésével a Ba csökken, így a rakacai márvány rétegcsoporthban a Sr:Ba=1000:250 és 1600:160 ppm között van, a törmelékes mészkőekben a törmelékanyag növekedésével 1000:160-ról 600:250-re, 600:400-ra, sőt 400:600 és 60:400 ppm-re változik. Ennek alapján feltehető, hogy a rakacai márvány összesen 1000–1600 ppm Sr értéke a rétegcsoporthra jellemző törmelékmentesség eredménye.

A 6. és 7. táblázat a hegységet felépítő kőzetek ásvány-kőzettani és kőzetszerkezeti jellemzőit ismerteti az idősebbektől a fiatalabb képződmények felé haladva. E táblázatokban közölt jellemzők vizsgálati alapját elsősorban a vékonycsiszolati- és röntgenvizsgálatok adták, kiegészítve a terepen észlelhető kőzetszerkezeti jelenségekkel. A szendrői-hegységi ópaleozóos képződmények az ásvány-fajták számát tekintve szegényesek. A törmelékes és agyagos kőzeteknek csaknem kivétel nélkül a kvarc az uralkodó ásványa. A táblázatokban kvarc I.-nek a felismerhetően törmelékes eredetű, hullámos kioltású, egy irányban továbbnövekedett „szakállas”, korrodált kvarcot nevezzük. Kvarc II.-nek az epigenetikus-epimetamorf, rekristallizált, mindig kisebb-nagyobb csoportokat, vagy lencsékét alkotó, mozaikos kioltású kvarcot; kvarc III.-nak pedig a blasztosodó, töredezett szemcseperemű, esetleg már újra regenerálódó, teljesen átalakultnak tekinthető kvarcitokat alkotó kvarcot nevezzük. A kvarchoz csaknem mindig muszkovit (esetleg szericit), ritkábban klorit, az átalakultabb kőzetekben paragonit társul. Jellemző a törmelékes biotit teljes hiánya. Járulékos elegyrész a plagioklász, a káliföldpát és az igen ritka amfibol. Az agyagásványok közül leggyakoribb a kaolinit, ritkább a montmorillonit. Elsősorban a központi rétegösszletre jellemzőek a kevert réteges szilikátok (kaolinit + klorit, vermikulit + illit, illit + montmorillonit, vermikulit + montmorillonit és vermikulit + klorit + montmorillonit + illit). A kőzetek egy része ezeken kívül kevés limonitosodott piritet és teljesen szericitesezett, törmelékes eredetű földpátot tartalmaz. A szervesanyag átalakultsága változó, az antracit gyakoribb és nagyobb mennyiségű, mint a grafit. A meszesebb változatok  $\text{CaCO}_3$ -kötőanyaga többnyire jó kristályos kalcitá alakult, a pelites–finomtörmelékes kőzetek eredetileg mészsizsapos alapanyaga mikrokristályos, egy-egy nagyobb kalcitkristállyal.

A mészkövek kristályosság szempontjából erősen eltérők. A kristályossági fokot a kiindulási  $\text{CaCO}_3$  anyag jellegén kívül a törmelékes anyag mennyisége és a szerkezeti igénybevétel határozta meg. (Kalcit I.-nek a törmelékes kvarccal azonos orientációjú, az egyértelműen szedimentogén-diagenetikus, láthatóan át nem kristályosodott kalcitot, kalcit II.-nek az erősen nyomási-ikres, de még határozott szemcseperemű kalcitot, kalcit III.-nak a márványosodó mészkövek nagyméretű, elmosódó szemcsekontaktusú kalcitjait nevezzük.)

A dolomitnak csak a dolomitosodott mészkőben jut nagyobb szerep; szideritnek pedig csak a hegység DK-i részén. Csaknem minden mészkő tartalmaz muszkovitot (szericitet), ritkábban kloritot, járulékos elegyrészként plagioklászt, káliföldpátot és amfibolt. Az agyagásványok közül a kaolinit a leggyakoribb. Gyakori még a hematit, ill. a goethit + hematit, és a csaknem minden típusban jelen levő, erősen limonitosodott pirit.

A táblázatokban az epigenetikus és epimetamorf ásványok közötti határt szaggatott vonallal jelöltük, ezzel hangsúlyozva, hogy ezek mindegyike (talán a paragonitot kivéve) mind az epigenetikus stádiumban mind pedig az epimetamorfózis körülményei között létrejöhetnek. Az átalakultság fokának megítélésénél ezek mennyisége döntő elsősorban. Ebből a szempontból a viszonylag többkomponensű és a szerkezeti igénybevételre jobban reagáló agyagos és törmelékes eredetű kőzetek megítélése könnyebb. A mészkövek átalakultsága pusztán a kristályossági fok alapján nem ítéltető meg; átalakulásukat az eredeti rétegzési sajátságok, a törmelékes anyag tartalom, sőt a rugalmas feszültséget hosszabban konzerválni képes, szerves eredetű szöveti elemek is befolyásolhatják.

A hegység agyagos kőzeteire egyértelműen jellemző az eredeti rétegzéssel párhuzamos palássággal szöveget bezáró *krisztallizációs palásság*. A krisztallizációs palásság erősebb, de ritkább és meredekebb síkjai az aleurolitokban is megtalálhatók, a rétegzéssel párhuzamos palásság viszonylag erős maradványaival. A homokkövek többnyire csak préseltek; a több kötőanyagot tartalmazó változatokban, viszonylag ritkábban a töréses klivázs is megfigyelhető. A mészkövek kivétel nélkül kristályosak, a több törmelékelt tartalmazók préseltek. A tiszta mészkövek ásványorientációja kevésbé kifejezett; a világosabb rakacai márványban harántirányú átkristályosodás látható; a Kecskés-hegyen feltárt tiszta  $\text{CaCO}_3$ -ból álló képződmény márvány, teljesen orientálatlan helyzetű ásványokkal. Az ásványos összetétel és kőzetszerkezeti sajátosságok alapján a *hegység ópaleozóos képződményei összességükben*

## A központi törmelékes összlet

Képződménytípus		Kőzet	Ásványos összetétel		
			törmelékes, szedimentogén, diagenetikus	epigenetikus	epimetamorf
Monomineralikus kvarc-kőzetek	kötőanyag nélkül	Kvarcit			Katakklázos peremű blasztosodó <i>kvarc III.</i>
		Homokkőkvareit		Regenerációs <i>kvarc II.</i>	<i>Kvarc III.</i> kezdeti blasztózisa
	kevés kötőanyaggal	Szericites homokkő és aleurolitpala	<i>Kvarc I.</i>	Regenerációs <i>kvarc II.</i> <i>szericit</i>	
Kötőanyagban gazdag, oligomikt, kvarc-dominanciájú kőzetek		Mészmentes, erősen csillámos homokkő és aleurolitpala	<i>Kvarc I.</i> <i>Szericitesedett földpát</i> <i>Limonitosodott pirit</i>	<i>Kvarc II.</i> <i>vermikulit-illit</i> <i>vermikulit-klorit</i>	<i>Muszkovit</i> <i>klorit</i> <i>plagioklász</i>
		Meszes, erősen csillámos homokkő és aleurolitpala	<i>Kvarc I.</i> <i>Szericitesedett földpát</i> <i>Limonitosodott pirit</i>	<i>Kalcit</i> (apró) regenerációs <i>kvarc II.</i> <i>vermikulit-illit</i>	<i>Muszkovit</i> <i>klorit</i> <i>plagioklász</i>
Agyagos (+ klasztopelites) eredetű kőzetek		a) Agyagpala (szericitpala) b) Meszes agyagpala (szericitpala) c) Grafitos agyagpala	<i>Kvarc I.</i>	<i>Vermikulit-illit</i> <i>vermikulit-klorit</i> <i>vermikulit-illit-montmorillonit</i> <i>kvarc II.</i> b) <i>kalcit</i>	<i>Muszkovit</i> <i>klorit</i> <i>plagioklász</i> c) <i>grafit</i> , ill. <i>antracit</i>
Karbonátos kőzetek		a) Mészpala b) Szericites mészkő c) Mikrokrisztályos mészkő	<i>Kalcit I.</i> <i>Kvarc I.</i> <i>Limonitosodott pirit</i>	<i>Kalcit II.</i> <i>kvarc II.</i> <i>kaolinit</i>	<i>Muszkovit</i> <i>klorit</i>

\* Az epigenetikus és epimetamorf ásványok mennyisége és a kőzet szerkezete alapján



## képződményeinek összefoglaló jellemzése

6. táblázat

Szemceskontaktus típusa	Kőzet szerkezete	A közhetszerkezet és ásványorientáció viszonya	Egyéb kőzetjellemzők	Átala- kulás típusa és foka*
Fogacsolt	Eredeti rétegezés nem látható, orientáció alig ismerhető fel, többnyire orientálatlan	Homogenizálódó, szerkezet nélküli	Kvarcerek	Epimetamorf, stressz-típusú
Fogacsolt	Krisztallizációs palásság	Krisztallizációs palásság síkjába rendezett	Kvarcos sztilolitok és kvarcerek	
Konvex-konkáv fogacsolt	Krisztallizációs palásság, réteglappal    palásság nyomai	Kvarc továbbnövekedett, szericittel együtt palásság síkjába rendezett	Kvarc sztilolit	Epigén metagenetikus
Izolált és konvex-konkáv	Krisztallizációs palásság; réteglappal    palásság, a homokkőben erősebben megjelenő töréses klivázs	Az epigén és epimetamorf ásványok a krisztallizációs palásság síkjába rendezettek, gyakori a kvarc II. lencsék konform inkorporációs szerkezete, a törmelékeny szemcsék csak részben orientáltak	Kvarcos-szericites és agyagásvány-szericites sztilolit	
Izolált és konvex-konkáv	Krisztallizációs palásság, a réteglappal    palásság változó erősségű maradványával, töréses klivázs		Szericit-agyagásvány-limonitos sztilolit, vékony keresztetző kalciterek	
Izolált, apró kvarcse- mcsék	Erős krisztallizációs palásság, a réteglappal    palásság sávos maradványaival	Krisztallizációs palásság síkjába rendezettek		
a) Izolált apró kvarc és szericit b) Kalcit szemcsék szoros illeszkedése c) Kalcitkristályok szoros illeszkedése	a) Krisztallizációs palásság b) Palásodott szericitrétegek mentén felhasadozó c) Palásodott, lemezesen felhasadó	a) Krisztallizációs palásság síkjába rendezett b) Egyirányban megnyúlt kalcitkristályok, ezzel    helyzetű szericittel c) Egyirányban megnyúlt kalcitkristályok, ezzel    helyzetű szericittel és korrodált kvarccal	Limonitszegélyű agyagásványhártvány sztilolit, keresztetző kalciterek	

## A mészkő összetétel képződményeinek

Réteg-csoport	Kőzet		Ásványos összetétel		
			törmelékes, szedimentogén, diagenetikus	epigenetikus	epimetamorf
Átmeneti	Meszes agyag- és aleuro-litpala		<i>Kvarc I.</i> Limonitosodott <i>pirit</i>	<i>Kvarc II.</i> <i>Kaolinít + klorit</i>	<i>Muszkovit</i> <i>Klorit</i> <i>Plagioklász</i>
	Meszes finomszemcsés homokkő		<i>Kvarc I.</i> Szericitesedett <i>földpát</i>	<i>Kvarc II.</i> <i>Kalcit II.</i>	<i>Muszkovit</i> <i>Klorit</i>
	Sötétszürke crinoideás mészkő		<i>Kalcit I.</i> <i>Kvarc I.</i> Szericitesedett <i>földpát</i> , limonitosodott <i>pirit</i>	<i>Kalcit II.</i> <i>Kvarc II.</i>	<i>Muszkovit</i> <i>Klorit</i>
	Zöld homokkő		<i>Kvarc I.</i> <i>Kalcit I.</i> Limonitosodott <i>pirit</i>	<i>Kvarc II.</i> <i>Montmorillonit</i>	<i>Muszkovit</i> <i>Plagioklász</i>
	Intrakonglomerátum		Mikrokristályos crinoideás mészkő és agyag-pala-kavicsok meszes és agyagos alapon	<i>Kalcit II.</i> <i>Kvarc II.</i> <i>Kaolinít</i>	<i>Muszkovit</i> <i>Plagioklász</i> <i>?Káli-földpát</i>
	Dolomitosodott mészkő		<i>Kalcit I.</i> <i>Kvarc I.</i> Szericitesedett <i>földpát</i> , limonitos <i>pirit</i>	<i>Kalcit II.</i> <i>Dolomit</i> Regenerációs <i>kvarc II.</i>	<i>Muszkovit</i> <i>Klorit</i> <i>Káli-földpát</i>
Rakacsi márvány	Szericites mészkő		<i>Kalcit I.</i> <i>Kvarc I.</i> Limonitosodott <i>pirit</i>	<i>Kalcit II.</i> <i>Kvarc II.</i>	<i>Muszkovit</i> <i>Amfibol</i> <i>Káli-földpát</i>
	Világos rakacsi márvány		<i>Kvarc I.</i> Limonitosodott <i>pirit</i>	<i>Kalcit II.</i>	<i>Muszkovit</i> <i>Klorit</i>  <i>Hematit</i>
	D-i kifejlődési terület	Szericetlenes mészkő	<i>Kvarc I.</i> Limonitosodott <i>pirit</i>	<i>Kalcit II.</i> <i>Kaolinít</i>	<i>Muszkovit</i> <i>Klorit</i> <i>Plagioklász</i>  <i>Hematit</i>
		?Tufás mészkő	Zárványos idiomorf <i>kvarc</i>	<i>Kvarc II.</i> <i>Kalcit II.</i> <i>Kaolinít</i>  <i>Montmorillonit</i>	<i>Muszkovit</i> <i>Klorit</i> <i>Káli-földpát</i>  <i>Hematit</i>  <i>Plagioklász</i>
		Sárga durvakristályos mészkő	<i>Kvarc I.</i>	<i>Kalcit II.</i> <i>Kvarc II.</i> <i>Kaolinít</i>	<i>Muszkovit</i> <i>Klorit</i>

## összefoglaló jellemzése

Szemcsekontaktus típusa	Közetszerkezet	A közetszerkezet és ásványorientáció viszonya	Egyéb kőzetjellemzők	Átalakultság foka
*Kevés izolált, apró kvarc I., több mozaikos kvarc II. csoport	Krisztallizációs paláság, az eredeti paláság gyenge nyomaival	Krisztallizációs palásággal	Kevés, < 1 mm vastagságú kalcitér	Epigén metagenetikus
Izolált	Erősen palásodott	Kvarc I. és a csillámok palásággal   -an orientáltak		
*Kalcit I. szoros érintkezése, kalcit II., kvarc I. izolált, kvarc II. csoportos, fogacsolt	Változó mértékben palásodott, olykor paláság nem látható	Gyengén orientált kvarc I., kalcit I. megnyúlási iránya és a csillámok    helyzetűek	Gyakori, változó vastagságú kalciterek, limonitos agyag sztilolitok	
Izolált kvarc I., mozaikos, fogacsolt érintkezésű kvarc II.	Erősen palásodott, kevés töréses klivázs	Kvarc II. lencséivel a muszkovit   , kvarc I. és kalcit I. megnyúlási iránya kis szöget zár be a paláság síkjával	Jellegzetes zöld-zöldes-szürke szín, 1–3 mm Ø-jű limonitos foltokkal	
A konglomerátum kavicsain belül l. *-gal jelölt kőzettípusokat	Erősen palás, a palásági síkok a kavicsok kontúrjával konform helyzetűek	Mind az alap, mind a kavicsok ásványai a paláság síkjával   -an egyirányban megnyúltak		
Izolált és kis csoportot alkotó dolomit, szorosan illeszkedő kisméretű és izolált nagyméretű nyomási-ikres kalcit	Változóan erős palásodás	A csillámok a kvarc II. lencsék peremével párhuzamosak, a kvarc I. részben orientált, a kalcit II. orientálatlan	Gyakori átkovácsolás, szericitszegélyű kvarcerek, ritka, vékony kalciterek	
Kalcitkristályok lencsékben belüli szoros illeszkedése	Erősen palásodott	Kalcitkristályok mikrobudinázst alkotnak, ezt szericitből álló mikrorétegek veszik körül		
Kalcitkristályok szoros illeszkedése	Sávokban és lencsékben elkülönül a durvább kristályos kalcitanyag	A lencsék és sávok kalcitkristályainak megnyúlási iránya 10–30°-os szöget zár be a kőzet alapanyaga kristályainak megnyúlási irányával	Változó vastagságú keresztvező kalciterek	
Kalcitkristályok lencsén belüli szoros kapcsolódása, kvarc I. izolált, kvarc II. lencsén belül varratosan érintkezik	Palásodott, a mészkő mikrobudinázst alkot	A kalcitból álló lencsék (hasonlóan a kvarc II. lencsét is) kvarc I. + csillámokból álló vékony palás sávok veszik körül	A limonitosodó pirittól az eredeti szürke szín sárga–vörösbarnára változhat	
Kalcitkristályok lencsén belüli szoros kapcsolódása, kvarc I. izolált, kvarc II. lencsén belül varratosan érintkezik	Palásodott, a mészkő mikrobudinázst alkot			
Kalcitkristályok szoros kapcsolódása	Igen gyengén préselt	A kalcitkristályok és a kvarc I. megnyúlási iránya azonos a csillámorientációval, ez a réteggel   ; csillámok olykor kvarc II. lencsét burkolják	Kevés, vékony kalcitér	

Réteg- csoport	Kőzet		Ásványos összetétel		
			törmelékes, szedimentogén, diagenetikus	epigenetikus	epimetamorf
Rakacai márvány	D-i kifejlődési terület	Fehér márvány	<i>Kvarc I.</i> (kevés)	<i>Kalcit II.</i>	<i>Kalcit III.</i> <i>Muszkovit</i>
		Világossárga és világos- szürke lemezes mészkő	<i>Kvarc I.</i> Limonitosodott <i>pirit</i> (alakatlan)	<i>Kalcit II.</i> <i>Kvarc II.</i> Sajátalakú <i>pirit</i>	<i>Muszkovit</i> <i>Kálföldpát</i>
		Fekete lemezes mészkő	<i>Kvarc I.</i> Limonitosodott <i>pirit</i>	<i>Kalcit II.</i> <i>Kvarc II.</i>  <i>Goethit + hematit</i>	<i>Muszkovit</i> <i>?Kálföldpát</i>
		Mészpala és meszes (gra- fitos) agyagpala	<i>Kvarc I.</i> (apró, kevés) Limonitosodott <i>pirit</i>	<i>Kvarc II.</i> (kevés) <i>Kaolinit + klorit</i>	<i>Muszkovit</i> <i>Plagioklász</i> (grafit? — antracit)
		Meszes aleurolit- és fi- nomszemcsés homokkő- pala	<i>Kvarc I.</i> Szericitesedett <i>földpát</i>	<i>Kvarc II.</i> <i>Kalcit II.</i>	<i>Muszkovit</i> <i>Klorit</i> <i>Plagioklász</i>
	É-i kifejlődési terület	Sötétszürke vékonyréte- ges (sávós) mészkő	<i>Kalcit I.</i> <i>Kvarc I.</i> (kevés)	<i>Kalcit II.</i> <i>Kvarc II.</i> (kevés) <i>Kaolinit</i>	<i>Muszkovit</i> <i>?Kálföldpát</i> <i>Plagioklász</i>
		Meszes agyagpala	<i>Kvarc I.</i> (kevés)	<i>Kvarc II.</i> <i>Kaolinit</i>  <i>Montmorillonit</i>	<i>Muszkovit</i> <i>Plagioklász</i>
		Meszes aleurolit- és ho- mokkőpala	<i>Kvarc I.</i> Szericitesedett <i>földpát</i>	<i>Kvarc II.</i> <i>Kaolinit</i>	<i>Muszkovit</i> <i>Plagioklász</i>
	Sötét rakacai márvány és vastagréteges crinoi- deás mészkő		<i>Kvarc I.</i> (kevés) Alaktalan, gyengén li- monitosodó <i>pirit</i>	<i>Kalcit II.</i> <i>Kvarc II.</i> (kevés)	<i>Muszkovit</i>
	Mikrokristályos mészkő (kevés törmelékes anyag- gal)		<i>Kalcit I.</i> <i>Kvarc I.</i> Szericitesedett <i>föld- pát</i> , limonitos <i>pirit</i>	<i>Kalcit II.</i> <i>Kvarc II.</i>  <i>Kaolinit</i> <i>Goethit + hematit</i>	<i>Muszkovit</i>
Crinoideás tabulatus mészkő	Mikrokristályos mészkő (sok törmelékes anyaggal)		<i>Kalcit I.</i> <i>Kvarc I.</i> Szericitesedett <i>földpát</i> , limonitosodott <i>pirit</i>	<i>Kalcit II.</i> <i>Kvarc II.</i>  <i>Kaolinit</i> <i>?Chamosit</i> <i>Goethit + hematit</i>	<i>Muszkovit</i> <i>?Kálföldpát</i>
	Meszes agyagpala Meszes grafitos agyagpala		<i>Kvarc I.</i> (kevés)	<i>Kalcit I.</i>	<i>Muszkovit</i> <i>Paragonit</i> <i>Grafit</i> (antracit)

7. táblázat folytatása

Szemcsekontaktus típusa	Közetszerkezet	A közetszerkezet és ásványorientáció viszonya	Egyéb közetjellemzők	Átalakultság foka
A kalcitkristályok szoros illeszkedése már kezd elmosódni	Már semmi irányítottságot nem mutat	Orientálatlan	2–3 cm vastag, a kőzettel összekristályosodott kalciterek	Epimeta-morf stressz-típusú
Kalcitkristályok szoros kapcsolódása, kvarc II. lencséken belüli varratos érintkezése	Erősen palásodott	Az ásványok a rétegzéssel    palásodás szerint orientáltak, a csillámok kvarc II. konform lencséit burkolják	Kevés, vékony kalcitér	Epigén metagenetikus
Kalcitkristályok szoros kapcsolódása, kvarc II. lencséken belüli varratos érintkezése			Kevés, vékony kalcitér	
Kevés izolált kvarc II., kvarc II. 2–3 szemcséből álló konvex-konkáv kapcsolódású csoportot alkot	Krisztallizációs paláság, a rétegzéssel   -os paláság már alig látható	A krisztallizációs palással    helyzetűek		
Kvarc I. izolált, kvarc II. varratosan érintkezik a lencséken belül	Az aleurolitban erős rétegzéssel   , gyenge harántirányú palásodás, a homokkőben erős rétegzéssel    palásodás, ritka töréses klivázs	Az aleurolitban részben a krisztallizációs palással   , a homokkőben rétegzéssel   , ill. a konform kvarc II. lencsékét burkolja	A rétegzéssel    palásági síkok mentén kevés agyaghártyás, limonitos sztilolit	
Kalcitkristályok szoros kapcsolódása	Változó mértékben préselt	Kalcitkristályok megnyúlási iránya a rétegzéssel	Kevés vékony kalcitér	
Kevés apró kvarc I. (izolált); kevés kvarc II. amelyek néhány szemcséből álló csoportot alkotnak	Erős krisztallizációs paláság, a rétegzéssel    paláság gyenge nyomai-val	Krisztallizáció palással		
Kvarc I. izolált, kvarc II. lencséken belül varratosan érintkezik	Erős rétegzéssel    palásodás, ritka töréses klivázs	Kvarc I. és a csillámok elsősorban a rétegzéssel   -an orientáltak, de a csillámok a kvarc II. lencséit burkolják is		
Kalcitkristályok szoros kapcsolódása	Igen gyengén préselt	Kalcitkristályok (gyenge) megnyúlásának iránya a rétegzéssel	Kevés keresztező kalcitér	
Kalcitkristályok szoros kapcsolódása	Gyengén préselt	Kalcitkristályok (gyenge) megnyúlásának iránya a rétegzéssel	Kevés vékony kalcitér, agyagos, limonitos sztilolit	
Kalcitkristályok 2–3 kristálysorból álló mikrorétegen belül szoros kapcsolódásúak, olykor kis csoportot alkotnak, kvarc I. izolált, kvarc II. lencsét alkot	Erősen préselt budinázs szerkezetű	Kalcitkristályok és kvarc I. megnyúlási iránya rétegzéssel   , kvarc II. lencsékbe rendezett	Kevés keresztező, vékony kalcitér	
Kvarc I. izolált	Erős krisztallizációs paláság	Krisztallizációs palással		

Réteg- csoport	Kőzet	Ásványos összetétel		
		törmelékes, szedimentogén, diagenetikus	epigenetikus	epimetamorf
Crinoideás tabulatás mészkö	Meszes aleurolit és homok- kőpala	<i>Kvarc I.</i> <i>Szericitesedett földpát</i>	<i>Kvarc II.</i>	<i>Muszkovit</i> <i>Klorit</i>
Felső törmelékes	Sötétszürke crinoideás mészkö	<i>Kalcit I.</i>	<i>Kalcit II.</i> <i>Kvarc II.</i>  <i>Illit — montmorillonit</i>	<i>Muszkovit</i> <i>Klorit</i> <i>Plagioklász</i>
	Sötétszürke törmelékes, kovás mészkö	<i>Kalcit I.</i> <i>Kvarc I.</i>	<i>Kalcit II.</i> <i>Kvarc II.</i>	<i>Muszkovit</i> <i>Klorit</i> <i>Kálföldpát</i>  <i>Kaolin</i>
	Meszes agyagpala Meszes, grafitos agyapala		<i>Kvarc II.</i> <i>Kaolin + klorit</i>	<i>Muszkovit</i> <i>Paragonit</i> <i>Amfibol</i> <i>Kálföldpát</i> <i>Grafít (antracit)</i>
	Mészmentes kovás agyag- pala		<i>Kvarc II.</i> <i>Vermikulit + klorit +</i> <i>+ montmorillonit +</i> <i>+ illit</i>	<i>Muszkovit</i> <i>Paragonit</i> <i>Plagioklász</i>
	Aleurolit és homokkőpala		<i>Kvarc II.</i> <i>Kaolin</i>	<i>Muszkovit</i> <i>Klorit</i> <i>Plagioklász</i>
	Homokkőkvareit		<i>Kvarc II.</i>	<i>Kvarc III.</i> (kevés) <i>Muszkovit</i> <i>Klorit (kevés)</i>
	Kvareit		<i>Kvarc II.</i> (kevés)	<i>Kvarc III.</i> <i>Muszkovit</i>

nem érték el az epimetamorf stádiumot. N. V. LOGVINYENKO\* megnevezését alkalmazva az epigenezis mélyebb stádiumába sorolhatók, vagyis az epigenezis és epizónás metamorfózis határképződményeinek tekinthetők. Ezen belül a mélyebb zónát képviselik. Az ÉNy-i és DK-i hegységperemen az intenzív torlódásos zónában a hegység egészétől eltérően a kőzetek elérik az epimetamorf átalakultsági fokot, átalakulásuk azonban stressz típusú. A hegység központi törmelékes összetételében és a mészkö összlet törmelékes — agyagos betelepüléseiben a törmelékes alkotók mennyisége az epigenetikus — epimetamorfhoz viszonyítva sok, gyakoriak a kevert-réteges szilikátok, ritkábbak a konform inkorporációs szerkezetek, míg a peremi felső törmelékes rétegcsoporthoz már alig van többretegű csillám, kevés a törmelékes ásványreliktum, általánosan elterjedt a paragonit, gyakoriak a konform szerkezetek, elsősorban kvarc, ritkábban kalcitlencsék formájában.

\* N. V. LOGVINYENKO (1967) a diagenézis és a metamorfózis között a katagenézis (az üledékes kőzet kezdeti megváltozása) és a metagenézis stádiumát különíti el. A metagenézis, amely az üledékes kőzetek mélyebb szintű és fokú megváltozásait foglalja magába, metamorfizált kőzetek képződéséhez vezet. E stádiumnak meghatározott ásványparagenezisei vannak. Ennek a stádiumnak mélyebb zónájába helyezhetők a Szendrői-hegység képződményei a peremi, felső törmelékes összlet kivételével. Ez az átalakultsági fok N. V. LOGVINYENKO szerint a gyűrt területek között (igen ritkán centrális) részére jellemző. Az átalakulásban feltételezhető hőmérséklet 200 °C, a nyomás stressz típusú, és igen nagy, 2500 at körüli értékű.



## 7. táblázat folytatása

Szemcsekontaktus típusa	Kőzetszerkezet	A kőzetszerkezet és ásványorientáció viszonya	Egyéb kőzetjellemzők	Átalakultság foka
Kvarc I. izolált, kvarc II. lencséken belül fogacsolt kapcsolódású	Aleurolitban krisztallizációs palásság, réteglappal    sávozottság, a homokkő réteglappal   -an palásodott	Aleurolitban a krisztallizációs palássággal   , homokkőben csak részben rendeződött át		Epigén meta-genetikus
Kalcitkristályok szoros kapcsolata	Gyengén préselt	Kalcitkristályok (gyenge) megnyúlásának iránya rétegzéssel	Sok, változó vastagságú, fehér, keresztező kalcitér	Epimetamorf (stressztípusú)
Kalcitkristályok lencséken belül szoros kapcsolódásúak, kvarc I. izolált, kvarc II. fogacsolt érintkezésű lencséket alkot	Erősen préselt, budinázs szerkezetű	Kvarc II. lencséit követik a csillámok és a csillámrétegek közé zárt kvarc I. is	Kevés vékony kalcitér	
Kvarc II. lencséken belül fogacsoltan kapcsolódik	Krisztallizációs palásság	Krisztallizációs palássággal		
Kvarc II. lencséken belül fogacsoltan kapcsolódik	Krisztallizációs palásság	Krisztallizációs palássággal	Vékony kvarcerek	
Kvarc II. lencséken belül fogacsoltan kapcsolódik	Aleurolitban erős, homokkőben gyenge krisztallizációs palásság	Krisztallizációs palássággal	Kvarcerek, kvarcos szitolitok	
Az egész kőzet fogacsoltan érintkező kvarc II.-ből áll	Krisztallizációs palásság	Izometrikus kvarc II. (már nem mutat orientációt)		
Blasztosodó kvarc III.	Krisztallizációs palásság kezd elmosódni	Blasztosodó kvarc III. (már nem mutat orientációt)		

## HEGYSÉGSZERKEZETI FORMÁK ÉS KŐZETSZERKEZETI JELENSÉGEK

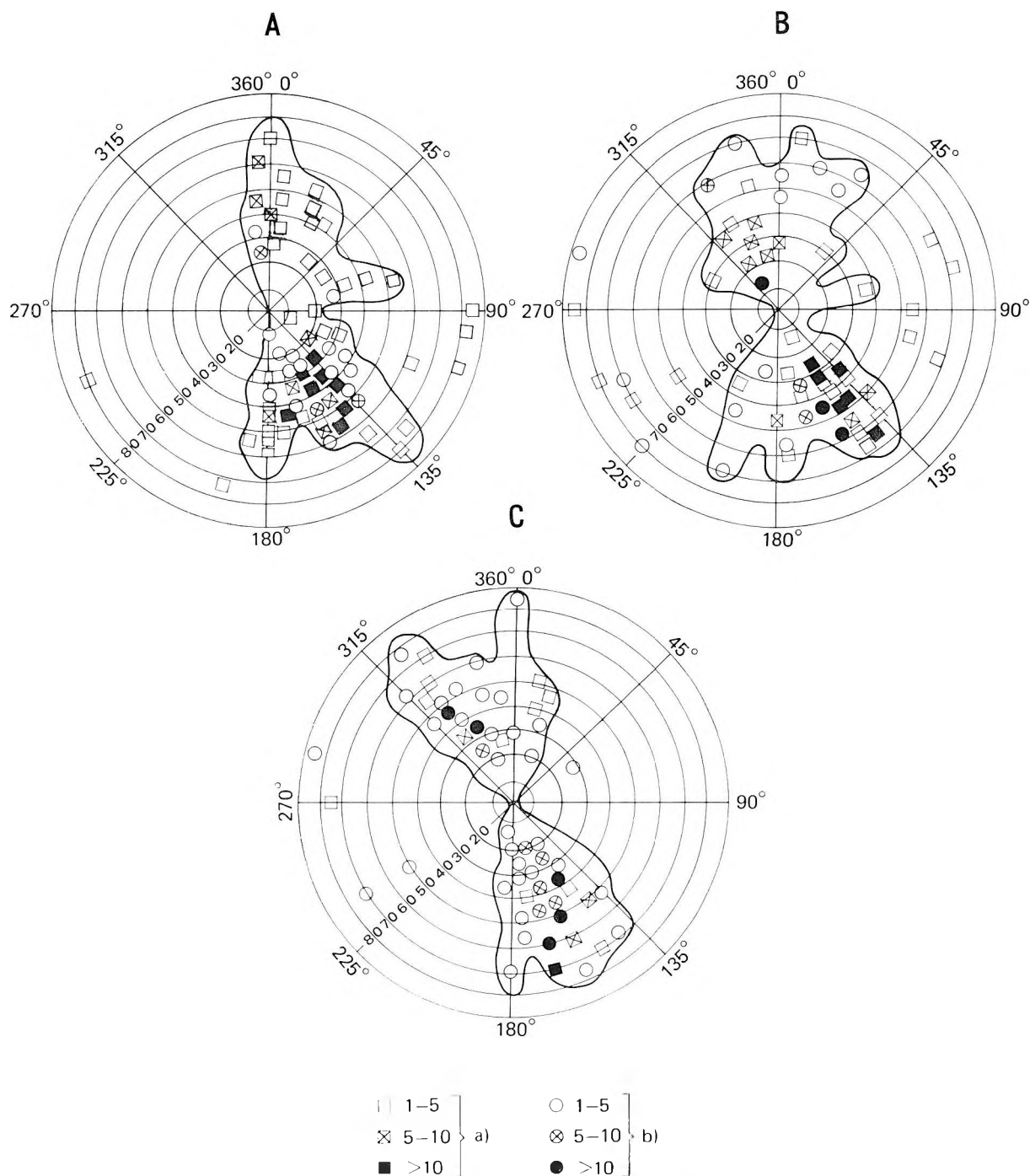
A hegység ópaleozóos képződményei ÉNy-i irányban megtorlódott antiklinálist alkotnak, amelynek részredői a kőzettani felépítésnek megfelelően változatos megjelenésűek.

A központi törmelékes összlet II. rendű redői (a vonulat központi részének antiklinális hajlatához 2 szinklinális redőforma csatlakozik ÉNy és DK felé) a vonulat mentén megszakításokkal követhetők 1–1,5 km-es maximális szárnytávolsággal. A központi összlethez mind az É-i, mind pedig a D-i mészkővonulat emelkedő szárnyal csatlakozik, melyet a D-i részen D felé egy szinklinális majd a D-i hegységperemen újra antiklinális vált fel. Az É-i vonulatban a vastagpados mészkő túlsúlya miatt a redőalakulat nehezen követhető, de kijelölhető a rakacai márvány redőmag helyzete, a redő ÉNy-i szárnya a törés mentén lesüllyedt. A központi részen erősebben, a változatosabb kőzettani kifejlődésű D-i területen kevésbé fejlettek a nagyobb méretű redőket bonyolultabbá tevő III. rendű redőformák. A három vonulat képződményeinek dőlését a 31., mérhető töréseik dőlését a 32. ábra szemlélteti.

A központi törmelékes összlet redőinek csapása a vonulat középső részén KÉK–NyDNy-i irányú, a redők megközelítőleg párhuzamosak egymással, míg a vonulat (mint antiklinális mag) K-i részén

a csapás megváltozik, inkább K–Ny-i irányra vált át. A redők hajlása egyirányú, a redők tengelysíkja DK-i dőlésű. A II. rendű formák meredek redőszárnyait kisebb, megszakított, olykor láncszerűen kapcsolódó járulékos redők teszik bonyolulttá. Ezek hossz tengelye 30–100 m, maximális mérhető szárnytávolságuk 10–30 m.

A vonulat központi, uralkodóan homokkőből (és kvarcitból) álló középső részét igen enyhe dőlésű, alig hajlított formaegyüttes jellemzi.

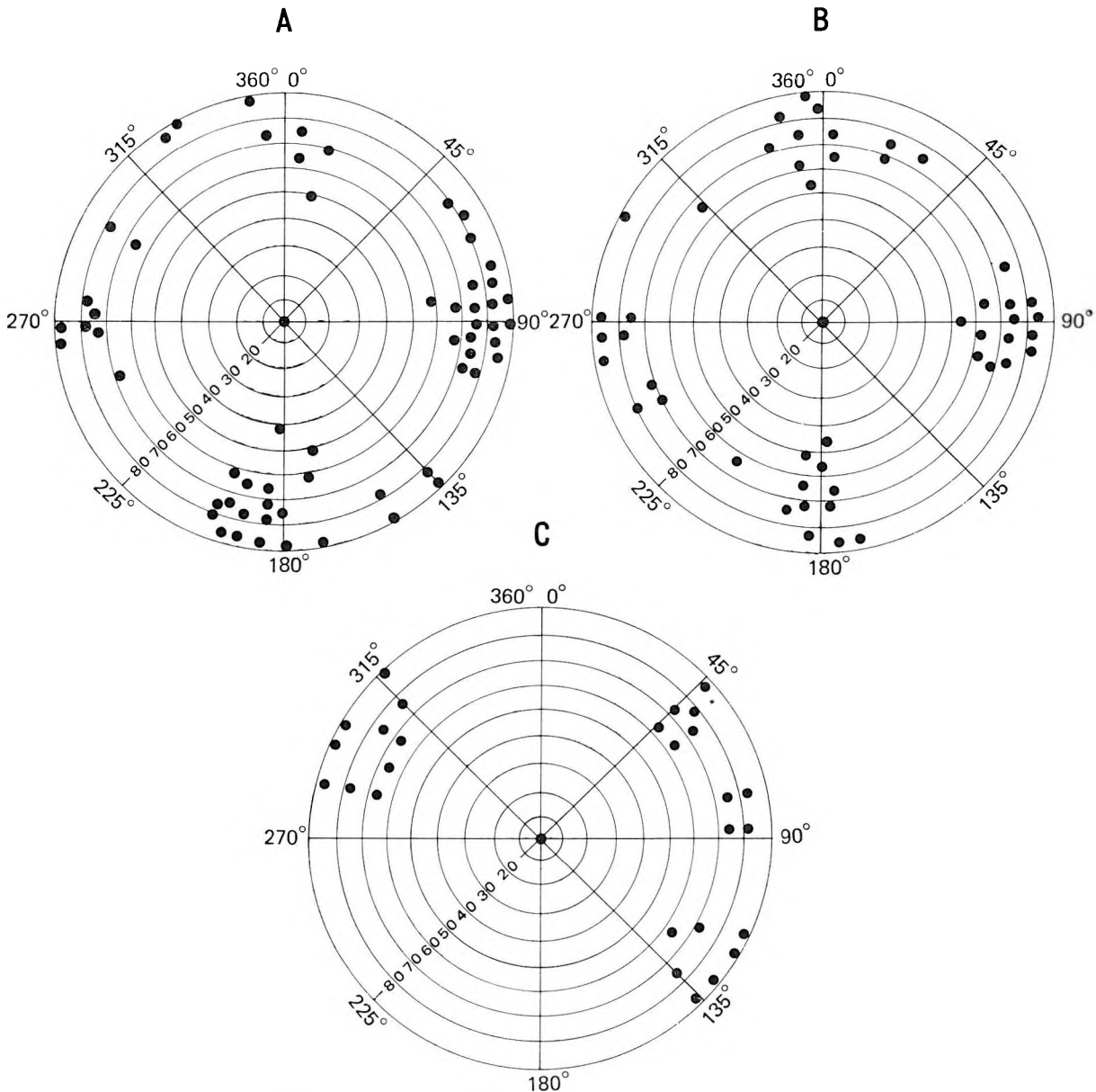


31. ábra. Az ópaleozoós képződmények dőlése

A = É-i mészkővonulat, B = D-i mészkővonulat, C = központi törmelkes vonulat. a) mérési adat mészkőben, b) mérési adat homokkő- és aleurolitpalában

Abb. 31. Das Einfallen der altpaläozoischen Bildungen

A = N-licher Kalksteinzug, B = S-licher Kalksteinzug, C = zentraler klastischer Zug. a) Messungsergebnis im Kalkstein, b) Messungsergebnis im Sandstein- und Aleurolitschiefer



32. ábra. Az észlelt törések dőlésiránya és hajlásszöge

A = É-i mészkővonulat, B = D-i mészkővonulat, C = központi törmelékes vonulat

Abb. 32. Fallrichtung und Fallwinkel der beobachteten Brüche

A = N-licher Kalksteinzug, B = S-licher Kalksteinzug, C = zentraler klastischer Zug

Gyakori törésmenti kibillenésük miatt dőlésértékeik többnyire bizonytalanok. A központi részen a gyűrődéses mechanizmust az általános redőződés tengelyével párhuzamos csapású kvarcit és homokkőkvarcit-lencsék jelzik. Képződésüket illetően feltételezhetjük, hogy a redőződés során a maximálisan igénybe vett részekben a plasztikus rétegek közé zárt kemény homokkőpadok nem tudták a plasztikus deformációt úgy átvenni, mint környezetük, a tenziós hatásra széttöredeztek, majd ezek a gyűrődés során elvonszolódtak egymástól. Fellazult anyagukban a stresszhatásra történő rekristallizáció gyorsabban ment végbe s ezek a főleg monomineralikus kvarchomokkővek (amennyiben a stresszhatás viszonylag hosszabban tartó volt) kvarcittá, ill. homokkőkvarcittá alakultak.

A központi törmelékes összlet másodrendű szinklinálisában elhelyezkedő képződmények — a változatos litológiai felépítés következtében — bonyolultabb kisszerkezeti formákat mutatnak.

A főleg finomabb szemcsés homokkőből és aleurolitpalából álló harmadrendű szerkezeti formák gyengén hajlított aszimmetrikus redőkbe gyűrtek, a szárnyakon a rétegvastagság csaknem mindig egyenletes, a redőtető gyengén ívelt. A redők tengelysíkja DK-i dőlésű. Az agyagpalával váltakozó

finomtörmelékes kőzetek redői aszimmetrikusak, a tengelysík laposabb, DK-i dőlésű. Az agyagpalában kialakult redők tengelysíkja (amennyiben a harmad-negyedrendű, ill. mikroredők bonyolultsága miatt egyáltalán felismerhető) lehet DK-i, ÉNy-i, K-i és Ny-i dőlésű is, sőt gyakran horizontális. Gyakoriak a fekvő vagy csaknem fekvő mikroredők tengelysíkjával párhuzamos felszakadások, elvonszolódások, és a vékony (2–5 cm-es), a redő tengelysíkjával párhuzamos helyzetű kvarcerek és lencsék.

A központi törmelékes összlet magasabb rétegtani helyzetű részein gyakori mészkő-betelepülések a finomtörmelékes és agyagos környezetben budínázsszerűen kihengerlödtek. A ridegebb mészkő-rétegek viszont — lencsés kihengerlődés nélkül — tömbökre szakadoztak. A mészkő-betelepülések rétegcsoport redőire — az agyagpalák és agyagos aleurolitpalák kivékonyodása miatt — a szárnyak egyenlőtlen vastagsága jellemző.

Mind a törmelékes összlet, mind pedig a mészkő összletek agyagos és finomtörmelékes betelepülései az erős stresszhatásra a mészkőveknél sokkal erősebben reagáltak és jellegzetes metamorfizált kőzetszerkezetet vettek fel. Mindkét összlet agyagos és finomtörmelékes képződményeiben jellemzőek az eredeti rétegzéssel szöget bezáró palássági felületek, amelyek a redő tengelysíkjával megközelítőleg párhuzamosak. Az agyag- és aleurolitpalákban bazális (krisztallizációs) klivázs fejlődött ki, a kőzet e mentén gyakran lemezekre esik szét. Ezt az elválási típust a csillámoknak a kompresszió irányára merőlegesen kialakult planparalel ásványorientációja idézi elő.

Az összlet ridegebb ásványai a klivázs síkjára merőleges tengely mentén elvékonyodtak, de ezzel párhuzamosan, tehát orientáltan továbbnövekedtek. Az összlet Crinoideái — hasonló okokból — elliptikusan deformálódtak. A bazális klivázs síkja a központi vonulat K-i részeitől eltekintve (ahol változó irányú), általában DK-i dőlésű. A viszonylag vastagabb aleurolitos rétegek mentén a réteglapok összefogazódása figyelhető meg (az egyik réteg bemélyedései befogadják a másik réteg pozitív formáját), és ebből az egymáson való elmozdulásra következtetünk.

Gyakori jelenség a klivázs síkjainak a réteghatároknál történő meghajlása (a felső határnál az alsóhoz képest ellentétes irányban), minek következtében szigmoidális jellegű bazális klivázs jön létre. Ennek képződése úgy történhetett, hogy a rétegek egymáson való elmozdulása a klivázs kialakulása után is folytatódott és a rétegek sűrűlődésének eredményeként a klivázs síkját az elmozduló réteg magával húzta. Hasonló jelenség észlelhető, amikor a kötőanyagban gazdag aleurolitban vagy finomszemcsés homokkőben alakul ki (nagyon ritkán) krisztallizációs palásság. Ilyenkor az elválási síkok felülete durvább, nagyobb szöget zár be a rétegzés síkjával és a síkok ritkábbak, mint az agyagpalák esetében. Amennyiben a homokkő plasztikus vékonyabb rétegek közé települ, a palássági síkok mind a fekvő, mind pedig a fedő réteg határán elhajlanak és belesimulnak a plasztikusabb rétegek a rétegzéssel párhuzamos palássági síkjába. Ez az elválási jelenség már a bizonytalan genetikájú töréses klivázshoz hasonlít.

A töréses klivázs még a kisebb redőalakulatban sem járja át az összes homokkő- és aleurolit-réteget, egyes rétegekre is korlátozódhat és már gyengébb anyagváltozás esetén is irányt változtat rétegről rétegre. Gyakran a réteglapra merőleges helyzetű, vagy avval  $70^\circ$  körüli szöget zár be.

Az elválási felület mentén gyakoriak a szericit- és limonitos szericithártyák.

Az agyagpalákban és az eredetileg kevés kötőanyagot tartalmazó homokkővekben olykor szabad szemmel is megfigyelhetők a nyomás alatti oldódás és újrakristályosodás során létrejött sztilitos varratok, amelyeket többnyire limonitos festődés tesz jobban felismerhetővé.

A központi rétegösszletben a nyitott repedések csak egyes, vastagabb réteges homokkővekben gyakoriak. Az agyagos és finomtörmelékes kőzetekben a repedések szerepe alárendelt, ezek a réteglappal párhuzamos palásság és a krisztallizációs palásság síkjai mentén aprózódnak. Kovásodott változataikban a repedezettség gyakoribb.

Az összlet karbonátmentes rétegeiben gyakoriak a hófehér, néhány mm-es kvarcerek, ritkábban utólagos anyaghozzájárulás esetén a kalciterek. A kalcitos repedéskitöltés ritka, inkább csak a mészkővekben és keményebb mészpálákban figyelhető meg (itt is többnyire kvarcerekkel együtt).

A D-i mészkővonulat szerkezete tekintetében átmeneti jellegű az erősen redőzött központi összlet és az alig felismerhetően gyűrt É-i mészkővonulat között. Az É-i vonulathoz képest nagyobb területen követhetők a szerkezeti formák, s ezek értelmezését a jobb feltártság is elősegíti.

A D-i vonulatot felépítő képződményeknek az É-i vonulathoz képest változatosabb kőzettani összetétele, a kőzetek vékonyabb rétegeessége lehetővé tette, hogy a központi antiklinális maghoz csatlakozó D-i másodrendű szinklinális területén az enyhe ívben hajlott fekképződmények (fehér és sárga vastagréteges, pados mészkő) felett gyengén fejlett gyűrődéses elemek alakuljanak ki. A vonulat É-i részén az idősebb vastagréteges mészkő (az alárendelt szerepű szericites, kloritos mészpala-betelepülésekkel együtt) DK-i ( $30-40^\circ$ -os) dőlésben csatlakozik a központi vonulathoz. A Gordonyos-bércet felépítő, általában vastagabb réteges mészkő (a viszonylag kevés agyagos és finomtörmelékes betelepüléssel) ugyancsak DK-i dőléssel, harmadrendű formaelemek nélkül csatlakozik a kristályos mészkőhöz, továbbá dél felé az Irnak-hegy É-i részén is még DK-i dőlés figyelhető meg. Az Irnak-hegy középső részén a dőlés fokozatosan fordul, majd D-i részén ÉÉNy-i helyzetű

vesz fel. Ugyanígy a Bódva Ny-i partján levő Kosár-domb D-i részén is. Mind az Irnak-hegyet, mind pedig a Kosár-dombot felépítő képződmények nagyon változatosak, de ez a kőzetanyagbeli heterogenitás (minthogy a D-i mészkővonulat fiatalabb képződményei kompetens mészkő rétegcsoport szinklinálisában helyezkednek el) nem eredményezhetett olyan intenzív redőződést, mint a központi vonulatban.

A mészkövek tömbökre szakadoztak és az egyes tömbök elvonszolódtak egymástól, a vékonyabb réteges típusok lencsésen kihengerlődvé foglalnak helyet az agyagpalákban és finomtörmelékes képződményekben. A crinoideás – tabulátás és felső törmelékes rétegcsoport egésze erősen palásodott, a mészkövek préseltek; az agyag- és aleurolitpalák erős krisztallizációs palássága túlnyomóan DK-i dőlésű palássági síkokat eredményezett.

A D-i mészkővonulat D-i emelkedő szinklináliszárnnya mentén újra felszínre bukkannak a rakacai márvány rétegcsoport vastagabb réteges, olykor rétegmentes világossárga mészkőtípusai. Az Irnak-hegytől D-re levő Kecskés-hegy K – Ny-i törésekkel határolt kiemelt tömbjének É-i részén meredek ÉNy-i dőlés mérhető, a Bük-hegyen a Kakaskőn és tovább D felé Edelényig az É-i és ÉNy-i dőlésirány dominál.

Az É-i mészkővonulat szerkezete nehezebben tisztázható, mert a rakacai márvány összletre települő fiatalabb paleozóos rétegcsoportokból felépült önállóan mozgó szerkezeti egységek a hegység-mag mozgásától elmaradtak, és a pannóniai után csak részleteikben emelkedtek ki, így felszíni észlelésre kevesebb lehetőség nyílt. A hegység egészének szerkezete így is értelmezhető, mert a hegységperemtől É felé távolodva a fúrások a D-i és Ny-i felszíni feltárásokkal azonosíthatóan mind fiatalabb képződményekből álló rétegsorokat harántoltak, viszont a kisszerkezeti formák kevésbé értékelhetők.

Az É-i mészkővonulat legnagyobb vastagságú és legjobban feltárt képződménye a világos rakacai márvány, amelyben a plasztikus deformáció csak gyenge hajlítási formákat hozott létre. A vonulat lemezes mészkő-betelepülései és az összlet egészéhez képest kis vastagságú agyagpalás – finomtörmelékes betelepülései (a dolomitósodott mészkő fekvőjében, valamint a rakacai márvány rétegcsoport világos és sötét tagozata között) a gyűrődés során nem önállósultak. Legfeljebb mikroformáikban mutatják az összletet ért erőhatást, a hegység peremi vetőinek kialakulásában viszont lényeges szerepük van. A mészkő összletbe zárt finomtörmelékes és agyagos rétegek, a gyűrődés hatására vastagságbeli differenciálódással és elvonszolódással reagáltak. (E deformációt a gyűrődéses szerkezetalakulást követő pikkelyeződés és tömbökre szakadás tovább növelte.) Ezek a rétegek, amelyek felszínén többszáz méter hosszan követhetők, olykor hirtelen elvégződnek, kimaradnak a rétegsorból, egykori helyzetüket csak az agyagpalával összedolgozott breccsás sávok jelzik. A krisztallizációs palásság az É-i mészkővonulat agyagos képződményeiben jóval gyengébb, mint a törmelékes összletben és a D-i mészkővonulatban, a kompetens vastag mészkőrétegek a felvett terhelést csak



33. ábra. Mészkőboltozat ÉÉNy-i szárnya, a rakacaszendi Kopasz-hegy köfajtájában  
Abb. 33. NNW-licher Flügel einer Kalksteinantiklinale im Steinbruch des Kopasz-Berges  
von Rakacaszend



kisebb mértékben adták át. A vékonyabb réteges, préselt mészkövek (főleg az átmeneti rétegcsoporthoz) budinázs szerkezetet nyertek, ha viszont a vastagabb réteges kristályos mészkő közé települtek, akkor az irányított nyomásra réteglap menti felhasadozással és töréssel reagáltak. A vastagabb réteges és pados mészkő az irányított nyomásra átkristályosodással és gyenge vastagságbeli differenciálódással reagált. Az É-i vonulatban a Szendrői-Várhegy ÉK-i részén látható az egyetlen kifejezett redőforma, aminek kialakulását a sok pelitet tartalmazó szericitlencsés mészkő nagyobb képlékenysége tette lehetővé. A boltozatot egy ÉÉK–DDNy-i csapású, csaknem vertikális fiatal



34. ábra. Törésekkel tömbökre szabdalt világos rakacai márvány. Rakacaszend, kopasz-hegyi kőfejtő  
Abb. 34. Durch Brüche in Blöcke zergliederter heller Rakacaer Marmor. Steinbruch des Kopasz-Berges von Rakacaszend

vetősík tárta fel. A redő magját világosszürke rakacai márvány alkotja, amelyre az É-i redőszárnyon 25/40°-os dőléssel szericitlencsés mészkő kivékonyodott rétegei, majd erre sárga, szericitos–kloritos mészkő települ. A D-i redőszárny csak töredékesen maradt meg, vető mentén leszakadt. A redő tengelysíkja DDK-i dőlésű, kb. 75°-os dőlésszöggel.

Rakacaszend környékén a rakacai márványban is látható néhány enyhe hajlítási forma. A 33. ábra a rakacaszendi új kőfejtőben feltárt kis boltozatát, a 34. ábra pedig ugyanitt a mészkő erősen tört voltát szemlélteti.

## FÖLDTANI FEJLŐDÉSTÖRTÉNET

A Szendrői-hegységet felépítő ópaleozoós képződmények egy üledékciklus során keletkeztek. Fekvőjüket nem ismerjük. A hegység legidősebb képződményének a törmelékes összlet durvaszemcsés homokköveit tekintjük. A szemcsenagyság finomodásával, a mind gyakoribb agyagos és meszes üledékek váltakozásával a tiszta törmelékes üledékképződés törmelékes és vegyi típusú üledékképződésbe ment át.

A törmelékes és mészkő összletek közötti átmeneti képződményekben levő konkordáns helyzetű intrakonglomerátum nem jelzi új üledékciklus indulását. Csupán enyhe emelkedést kell feltételeznünk, amely az üledékképződési térszint osztottabbá tette, ennek lehet a következménye a fiatalabb képződmények megoszlásának gyengén aszimmetrikus volta.

Az átmeneti rétegcsoporthoz képződése után az üledékgyűjtő ismét kiegyenlítődött és tiszta mészkőből álló rétegsor, a „rakacai márvány” képződött. Ennek ülepedése közben újabb fácieseltolódás következett be, s míg az É-i területen továbbra is a rakacai márvány üledékének képződése

folyt, a D-i területen ettől eltérő mészkőtípusok rakódtak le. A rakacai márvány rétegcsoporthoz fiatalabb tagjai már mindkét területen gyorsan változó, de párhuzamosítható, hasonló körülmények között képződött kőzetekből állnak, és a rétegcsoporthoz záró mészkő mind a két területen azonos.

Ezután az egész üledékgyűjtő területén vegyi-biogén üledékképződés történt, ismétlődő gyenge törmelékes anyagszállítással. Annak ellenére, hogy a *Tabulaták* csak a D-i vonulat mészköveiben találhatók, a rétegsor közettani azonossága és a *Crinoideák* gyakorisága alapján a D-i terület crinoideás–tabulatás és az É-i terület crinoideás mészkő rétegcsoporthoz egyidősnek kell tekintenünk. Ezt a vegyi-biogén típusú üledékképződést vegyi-törmelékes jellegű üledékképződés váltotta fel.

Bár a záró törmelékes rétegcsoporthoz korát nem tudjuk faunával igazolni, feltételezhetjük, hogy ez a középsődevon felső részét és a felsődevont képviseli.

A Szendrői-hegység devon rétegsora eddigi ismereteink szerint törmelékes eredetű, mészmmentes képződményekkel zárul. A hegység területéről a devontól a miocénig terjedően üledékképződésről nincs adatunk. Feltehető tehát, hogy ez az idő alatt a hegység területe több ízben és hosszantartóan

szárazulat volt. E látszólag teljes, idős üledékciklus termékei azonban csak abban az esetben maradtak fenn, ha legalább a karbon időszak egy részében — sőt talán a triász folyamán is — a területen továbbra is üledékképződés folyt.

A Szendrői-hegység devon képződményeinek összöldrajzi kapcsolatai nehezen rekonstruálhatók. A területileg legközelebb eső devon kifejlődés a Nyugati Belső-Kárpátok tektonikai zónájában, a gömöri tektonikai egységben levő Rakovec-sorozat. A kambrium-szilurbeli átalakult palákból, mészkövekből és porfiroidokból álló Gölnci-sorozaton (?) diszkordanciával települő Rakovec-sorozat kloritos fillitekből, intruzív és extruzív bázisos magmatitokból áll. A sorozatot csak az utóbbi időben — és fauna hiányában csak feltételelesen — sorolják a devonba, a közelmúltban még karbon időszaki-nak tartották. A Rakovec-sorozat képződményei, ha el is fogadjuk ezek devon korát, a Szendrői-hegység rétegsorával nem mutatnak rokonságot. Az utóbbitól elsősorban a karbonátos kőzetek hiányával és a magmás képződmények nagy mennyiségével térnek el. Az üledékképződésbeli rokonság még abban az esetben sem igazolható, ha összehasonlítási alapul csak a szendrői központi törmelékes összletet tekintenénk, mert ebből a magmás képződmények hiányoznak.

A Szendrői-hegység devon képződményeinek üledékképződésbeli kapcsolatát a K-i Alpok devon kifejlődéseinek irányában kell keresnünk, annak ellenére, hogy a rétegsor egészében, sőt még rétegcsoportonként sem azonosítható maradéktalanul egyik alpi devon kifejlődéssel sem. Mégis, az üledékképződési típusok időbeli változását tekintve a Grác környéki devon rokonsága a legfeltűnőbb. Crinoideás — tabulátás rétegcsoportunk rokon a burgenlandi középsődevon kifejlődéssel is, de ezeknek az elszigetelt devon rögöknek a pontos rétegtani helyzete és kapcsolatai kevésbé ismertek. A három grazi devon infrafacies fekvője — a szendrőihez hasonlóan — palaösszlet, de a mészkőfaciesek fekvőjében jelentkező bázisvulkanitok nálunk hiányoznak (vagy nincsenek feltárva). A karbonátos kifejlődés tekintetében a szendrői rétegsor a Hochlantsch-i facies bazális tagjához (mikrites mészkő, márgapala, dolomit és homokkő váltakozása spilités, diabázos rétegekkel) hasonlítható és néhány vonásában a Tonschiefer infrafacieshez is közel áll.

## A HEGYSÉG SZERKEZETE

A Szendrői-hegység egy megközelítőleg ÉK—DNy-i csapású paleozóos pászta kiemelkedett ÉK-i tagja. A tőle DNy-i irányban levő (vele azonos korú, esetleg alsókarbon) Upponyi-hegységgel a borsodi barnaköszén medence aljzatából ismert, változóan kiemelt rögsor útján összefüggő paleozóos hátat alkot. A „szendrői típusú” ópaleozóos kifejlődés a Rudabányai-hegységgel egy ÉK—DNy-i irányú tektonikus zóna mentén érintkezik, amely mentén a Rudabányai-hegység triász rétegsora részlegesen a szendrői paleozóikumra rátolódott. Ez a zóna a Rudabányai-hegység ÉK-i folytatása mentén tovább is feltételezhető. Eddig Tornabarakony földrajzi magasságáig vehetjük igazoltnak a szendrői típusú devon alaphegységi kifejlődés elterjedését. Kelet felé, ugyancsak ÉK—DNy-i irányú törések mentén, a Hernád-vonal szerkezeti árkaig húzódik, ahol a szeizmikus mérések alapján 2—3000 m mélységbe zökken le a devon alaphegység, sőt a Tokaji-hegység vulkáni összletének fekvőjében (a hegység Ny-i felében) és a Szerencsi-dombvidék aljzatában is feltételezhető. D-i határa a K—Ny-i irányú miskolci törésvonal, az ennek közelében mélyült Alsóvadász 1. sz. mélyfúrás feltehetően már a legmélyebb helyzetében érte el (1034,5 m-ben) a szendrői típusú kifejlődést. A hegység dél felé több tömbre bomolva szakad le, s ebben nagyjából egyenlő hatása van a K—Ny-i és az ÉÉK—DDNy-i csapású töréseknek.

A kiemelt hegységmag szerkezete olyan háromszögletű monoklinálisnak tűnik, melynek központi törmelékes részéhez két mészkővonulat csatlakozik É-on és D-en. Az összletek érintkezése a hegység egészét tekintve nem tektonikus, csak a hegység megtorlódásakor — a rétegösszletek eltérő kompetenciája miatt — alakult ki a D-i vonulathatáron kisebb jelentőségű ÉK—DNy-i irányú roncsolt zóna, az É-in pedig pikkelyeződés. Ez utóbbi azonban a törmelékes és mészkő összletet egyaránt érinti.

Az É-i és D-i terület földtani képződményeinek azonossága, ill. párhuzamosíthatósága és azok szimmetrikus elrendeződése alapján igazoltnak tekintjük, hogy a hegység monoklinális szerkezete egy ÉNy-i irányban megtorlódott antiklinális szerkezetet rejt. Az antiklinális magja és D-i (DK-i) szárnya nagyobb felszíni kiterjedésben ismert, míg É-i szárnyának nagyobbik része a pleisztocénben már nem emelkedett ki, hanem az É-i dombvidék aljzatát alkotja.

A szendrői devon rétegsor szerkezete, képződményeinek alacsony átalakultsági foka alapján nem látszik eugeoszinklinális eredetűnek. Valószínűbbnek tűnik, hogy az Alpok devon geoszinklinálisa és az Orosz-tábla sekélytengere közötti területen ülepedett le, a Bükk középső- és felsőkarbonjának átmeneti kifejlődési típusához hasonlóan.

A hegység szerkezeti fejlődésében a következő szakaszok különíthetők el:

1. A devon rétegsor felgyűrődése valószínűleg a szudétai hegységképződés megnyilvánulása.
2. A kőzetek gyenge átalakulásának korát nem lehet pontosan rögzíteni. Feltételezhetően fiatalabb variszkuszi mozgással kapcsolatos, de nem zárható ki az idős alpi szerkezetalakulás hatása sem.
3. Az ópaleozóos pászta végleges kiemelkedése vagy az újkimmériai vagy az ausztriai mozgásokhoz kapcsolható; a bükk-i üledékgyűjtő képződményeinek felgyűrődésekor már mint szilárd, kiemelt, a bükk-i redőződést passzívan befolyásoló egység szerepelt.
4. Az ópaleozóos képződmények ÉNy-i irányba történő megtorlódása, a monoklinális szerkezet kialakulása, az e miatt bekövetkezett újredőződés, pikkelyeződés és harántpalásodás valószínűleg a szávai mozgásokhoz kapcsolható. E mozgás folyamán a Szendrői-hegység ÉNy felé, a Rudabányai-hegység kiemelkedett tömegéhez préselődött, sőt arra részben rá is pikkelyeződött. A hegység É-i részén pedig a központi törmelékes összetétel inkompetens rétegei az átmeneti rétegsoroportra, utóbbiak pedig a rakcai márvány rétegsoroport képződményeire pikkelyeződtek rá, DK-i dőlésű pikkelysík mentén. E szerkezetalakulást éppúgy előidézhette a „bükk-i pászta” paleogénbeli kiemelkedése, mint a rudabányai triász vonulat alá-torlódása.
5. Az É-i és Ny-i hegységperemen kialakult roncolt pikkelyzóna a miocén elején árkosan bezökkent. Az így kialakult süllyedékben a burdigálai során 200 m vastagságot is elérő durvatörmelékes rétegsor képződött. A jelenlegi D-i és DK-i hegységperem erősebben, a jelenlegi hegységmag gyengébben süllyedt, a burdigálai idején a paleozóos pászta változó mélységű, egységes vízzel borítottágát kell feltételeznünk.
6. A helvétai során a jelenlegi hegységmag, a hegység K-i és É-i előtere szárazulat volt. A mostani D-i részen a hegység belseje felé haladva Szendrő felé és Abod vonaláig ismertek a partszegélyi képződmények. — A tortonban már mind a hegység, mind teljes jelenlegi medencekörnyezete kiemelt helyzetű volt. A torton szárazulati időszakhoz kapcsolódik a középső riolittufa képződése is. A stájer hegységképződési szakasz megnyilvánulásaként tekinthető a Rudabányai-hegység DK-i peremének ÉNy → DK-i (vagyis a szávai mozgással ellentett) irányú rátolódása a szendrői paleozóos rétegsorra. A Rb. 463. sz. fúrás ladini palák alatt alsómiocén, ez alatt újra ladini, majd paleozóos rétegsort (feltehetően a felső törmelékes összetétel) harántolt. A szarmata idején a hegységmag kiemelt helyzetű volt, jelenlegi medencekörnyezete és a hegység D-i része időlegesen vízzel volt borítva, így a legfelső riolittufa a medencekörnyezetben részben vízbe hullott, a hegység belsejében pedig szárazföldre.
7. A pannóniában az ópaleozóos pászta részei differenciáltan süllyedni kezdtek.
8. A hegységmag végleges kiemelkedése a kiújult hegységperemi törések mentén a pleisztocénben következett be.

A hegység törésirányai 10–25°-ra közelítik meg az É–D-i, ill. K–Ny-i csapást (ÉÉK–DDNy-i, ill. ÉÉNy–DDK-i, valamint KÉK–NyDNy, ill. NyÉNy–KDK-i irányúak). Csapásirányaik a hegység redőinek csapásával párhuzamosak, ill. erre merőlegesek. Konzervatív formáknak tekinthetők, amelyek első ízben feltehetően az ópaleozóos képződmények gyűrődési folyamatában alakultak ki, majd többszörösen kiújultak. A törések korát a fedőképződmények hiányában nem tudjuk rögzíteni.

Az É–D-i és a K–Ny-i peremvetőkkel párhuzamos törések mentén a hegység belsejében viszonylag csekély vertikális elmozdulás történt.

A Ny-i hegységperemtől Ny felé távolodva az É–D-i irányú törések menti elmozdulás mértéke 50–200 m, míg K felé a törések mentén lépcsősen 2–3000 m-be zökkent le az alaphegység. A K–Ny-i törések menti vertikális elmozdulás mind az É-i, mind a D-i előtérben jelentős volt. Dél felé a két fő törési irány menti mozgás összegzett eredményeként az alaphegység kb. 1000 m mélységbe került. Észak felé a Tornabarakony 1. sz. mélyfúrás (a Rudabányai triász felszíni kibukkanásától D-re kb. 1 km-re) 371,0 m-ben érte el a paleozóos alaphegységet.

A fiatal harmadkori képződmények eltérő kifejlődési jellege és vastagsága alapján fel kell tételeznünk, hogy a neogén folyamán a két törésirány által lehatárolt blokkok egyenlőtlenül emelkedtek és süllyedtek, de a jelenlegi hegységmag soha sem süllyedt olyan mértékben, mint az ópaleozóos pászta többi, jelenleg a Csereháti-dombvidék aljátát alkotó része.

## IRODALOM — SCHRIFTTUM

- ALFÖLDI L. — BALOGH K. — RADÓCZ GY. — RÓNAI A. 1975: Magyar- és Magyarország 200 000-es földtani térkép-sorozatához. M-34-XXXIII. Miskolc. — Földt. Int. Kiadv. pp. 24–27.
- ANDRUSOV, D. 1968: Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten. — Bratislava.
- ANDRUSOV, D. — BYSTRICKÝ, J. — FUSÁN, O. 1973: Outline of the Structure of West-Carpathians. — Carpathian-Balkan Geol. Ass. 10. Congress. Guide-Book for geol. excursion. Bratislava.
- ANDRUSOV, D. — FUSÁN, O. 1973: Stratigraphical-tectonical characteristics of the geological structure of the West Carpathian Mts. — Carpathian-Balkan Geol. Ass. 10. Congress. Guide-Book for geol. excursion. P. Bratislava.

- BALLA Z. 1967: A Magyar Középhegység szerkezeti fő irányairól. — Földt. Közl. 97. pp. 257–277.
- BALOGH K. 1947–48: A Bódva és Sajó közti barnaköszén területek földtani viszonyai. Jelentés az 1947–48. évi felvételekről. — Földt. Int. Adattár (Szén-157), kézirat.
- BALOGH K. 1949: A Bódva és Sajó közötti barnaköszén-terület földtani viszonyai. — Földt. Közl. 79. pp. 270–286.
- BALOGH K. 1950: Jelentés a szendrőládi mangános vasérc-előfordulás megvizsgálásáról. — Földt. Int. Adattár (Vas-44), kézirat.
- BALOGH K. 1952: A rudabányai vasércvonulat hegységszerkezete. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 5. 3. pp. 3–9.
- BALOGH K. 1961: Az Északmagyarországi mezozoikum. In: a Budapesti Nemzetközi Mezozoos Konferencia előadásai. — Földt. Int. Évk. 49. 2. pp. 279–290. Mesozoikum Nordungarns. Verhandl. der Mesozoischen Konferenz. — Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. 49. 2. pp. 365–381.
- BALOGH K. 1964: A Bükk-hegység földtani képződményei. — Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. Földt. Int. Évk. 48. 2.
- BALOGH, K.—BARABÁS, A. 1972: The Carboniferous and Permian of Hungary. — Acta Univ. Szeged. Min.-Petr. 20. 2. pp. 191–207.
- BALOGH, K.—KÖRÖSSY, L. 1968: Tektonische Karte Ungarns im Massstabe 1:1 000 000. — Acta Geol. 12. 1–4. pp. 255–263.
- BALOGH K.—PANTÓ G. 1952: A Rudabányai hegység földtana. — Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről, pp. 135–154.
- BARABÁS A. 1956: Jelentés a Szendrői-hegységben végzett radiológiai kutatásról. P. V. V. — Földt. Int. Adattár (T-846), kézirat.
- BELOUSOV, V. V. 1968: Structural Geology. — Publ. Mir. Moscow.
- BÖCKH H. 1909: Geologia 2. — p. 358. és p. 409. Selmezbánya.
- BÖCKH, J. 1867: Die geologischen Verhältnisse des Bükk-Gebirges und der angrenzenden Vorberge. — Jb. Geol. R. A. 17. pp. 225–242. Wien.
- BÖJTÖSNÉ VARRÓK K. 1973: Az északmagyarországi paleozoos képződmények geokémiai vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1971-ről, pp. 91–97.
- ERKEL A.—BENDERNE KELEMEN O.—SZABÓ Z.—SZILÁRD J.—HOBOT J.—KIRÁLY E.—LÁNYI J.—SZALAI J. 1967: Komplex geofizikai kutatás a Csereháton. — M. Áll. Eötvös L. Geof. Int. Évi Jel. 1965-ről, p. 65.
- ERKEL A.—HOBOT J.—KIRÁLY E. 1966: Északmagyarországi komplex geoelektromos mérések. (Cserehát). — Geof. Közl. pp. 115.
- FLÜGEL, H. W. 1956: Die „Sandsteinfazies“ des Mitteldevons von Graz. — Anzeiger der Österr. Acad. der Wiss. Sonderabdruck.
- FLÜGEL, H. W. 1961: Die Geologie des Grazer Berglandes. — Mitt. des Mus. für Bergbau, Geol. und Technik am Landes-Museum „Joanneum“. pp. 1–212. (34–80). Graz.
- FLÜGEL, H. W. 1964: Das Paläozoikum im Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien. 56/2 (1963) pp. 401–443.
- FLÜGEL, H. W. 1967: Devonian of Austria. — In: Int. Symp. on the Devonian System. Extract.
- FLÜGEL, H. W. 1970: Die Eingliederung des Grazer Paläozoikums, die Paläogeographie des Ostalpinen Variscikum. — Nachr. Deutsch. Geol. Ges. 2. p. 34. Hannover.
- FLÜGEL, H. W.—SCHÖNLAUB, H. P. 1972a: Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums Österreich. — Verh. Geol. B. A. 2. pp. 187–198.
- FLÜGEL, H. W.—SCHÖNLAUB, H. P. 1972b: Nachweis von tieferem Unterdevon und höherem Silur in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. — Mitt. Geol. Ges. Wien. 63. Sonderabdruck.
- FOETTERLE, F. 1868: Das Gebiet zwischen Forró, Nagy-Ida, Torna, Szalóc, Trizs und Edelény. — Verh. Geol. R. A. pp. 276–277.
- FOETTERLE, F. 1869: Vorlage der geologischen Detailkarte der Umgebung von Torna und Szendrő. — Verh. Geol. R. A. pp. 147–148.
- FORRÓ D.—DEÁK J.—VINCE L. 1969: A rakacaszendi díszítő kő kutatás. Földtani zárójelentés. — Földt. Int. Adattár (T-2486), kézirat.
- FÖLDVÁRI A. 1942: Szendrő, Meszes és Abod közti terület földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1936–38-ról. 2. pp. 819–828.
- FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1971: Beszámoló a Geokémiai Osztály 1969. évi munkájáról. — Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről. pp. 485–492.
- FUSÁN, O. 1957: Paleozoikum Gemerid. — Geol. Prace. 46. pp. 17–37. Bratislava.
- FUSÁN, O. 1962: Stratigrafické postavenie karbonatového suvrstvia medzi Tuhárom a Ruzinom, Severne od. Lucena. — Geol. Prace. 62. pp. 219–222. Bratislava.
- HAJÓS M. 1971: Paleozoos kőzetminták kísérleti Conodonta feltárása. — Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről, pp. 719–729.
- HAUER, F. 1869: Geologische Übersichtskarte der Österreich–Ungarischen Monarchie. — Blatt III. Westkarpaten. — 7. Jb. Geol. R. A. 19. pp. 485–566; Blatt VII. Ungarisches Tiefland. Jb. Geol. R. A. 20. p. 463.
- HOCHSTETTER, F. 1865: Ueber die geologische Beschaffenheit der Umgebung der Umgegend von Edelény bei Miskolc in Ungarn, am Südrande der Karpathen. — Jb. Geol. R. A. 7. p. 692.
- JASKÓ T. 1967: A Szendrői-hegység É-i mészkővonulatának üledékföldtani feldolgozása. — ELTE Földt. Tanszék (szakdolgozat), kézirat.
- JASKÓ T. 1970: Metamorfizált transzgressziós konglomerátum a Szendrői-hegységben. — Földt. Közl. 100. 3. pp. 307–310.
- JÁMBOR Á. 1958a: A 4665/4 Edelény sz. térképlap magyarázója. — Földt. Int. Adattár (T-436), kézirat.
- JÁMBOR Á. 1958b: Bükki egységesített térképek jelkulcsa. 4666/1. Rakaca. — Földt. Int. Adattár (T-429), kézirat.
- JÁMBOR Á. 1959: A Szendrői-hegység földtani térképe. M=1:25 000. — Földt. Int. Adattár (rajtszám 3819), kézirat.
- JÁMBOR Á. 1960: Jarosit kötőanyagú homokkő a Szendrői-hegység DK-i peremén. — Földt. Közl. 90. 3. pp. 363–368.

- JÁMBOR Á. 1961: A Szendrői- és Upponyi-hegység összehasonlító földtani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1957–58-ról. pp. 103–119.
- JÓSA E.—VARGA J.-NÉ 1964: Szakjelentés a Cserehát területén végzett kismélységű geoelektromos szondázásról. — Földt. Int. Adattár (Geof.-434.), kézirat.
- KLEB B. 1962: Szakvélemény a mozaikkő gyártásra alkalmas márvány, ill. tömött mészkő területek felkutatása tárgyában. — Földt. Int. Adattár (T-1767), kézirat.
- KOLOSVÁRY G. 1950: Jelentés az 1950. évi június havi Szendrői-hegységi őslénytani kiszállásomról. — Földt. Int. Adattár (T-148), kézirat.
- KOLOSVÁRY G. 1951: Magyarország permokarbon koralljai. — Földt. Közl. 81. pp. 4–56. és 171–185.
- KOLOSVÁRY, G. 1959: Über die Karbon-Fauna des Szendröer-Gebirges. — Acta Univ. Szeged. Biol. 5. 1–2. pp. 117–123.
- LÁNG J. 1966: A Szendrői-hegység kristályos mészkő (márvány) kutatási terve. OFKFKV. — Földt. Int. Adattár (T-1676), kézirat.
- LÁNYI J.—SZALAI I. 1966: A Bodva—Hernádközben (Cserehát) végzett szeizmikus kutatások problémái és néhány eredménye. — Geof. Közl. 15. p. 125.
- MACH P. 1957: A Szendrői Szigethegység karbon időszaki képződményeiről. — ELTE Földt. Tanszék (szakdolgozat), kézirat.
- MAHEL' M. et al. 1973: Tectonic Map of the Carpathian — Balkan Mountain system and adjacent areas 1:1,000,000. — Carpathian-Balkan Ass. Tectonic Commission. D. Stur's Geol. Inst. Bratislava and UNESCO. Czechoslovakia.
- MIHÁLY S. 1971: A Rakacaszend—Kopaszhegyi árkok földtani szelvénye és néhány megjegyzés az I. és II. sorozat fauna alapján történt korbesorolásához. — Ősl. Viták. 18. pp. 5–12.
- MIHÁLY S. 1972: Előzetes jelentés a Szendrői-hegység középső-devon Tabulatáiról. — Ősl. Viták 20. pp. 5–16.
- MIHÁLY S. 1976: A Szendrői-hegység paleozoos képződményeinek kora. — Földt. Int. Évi Jel. 1973-ról. pp. 71–81.
- MOLNÁR P. 1967: A Rudabányai ÉK-i kutatási terület földtani és teleptani viszonyai. — Nehézip. Műsz. Egyet. Közl. 15. pp. 151–174. Miskolc.
- NAGY E. 1970: Jelentés a Szendrői-hegység környéki grafitkutatáshoz kapcsolódó vizsgálatokról. — Földt. Int. Adattár (Ag.-T-2565), kézirat.
- NAGY E. 1971: Magyarország permnél idősebb paleozoikumának átfogó földtani vizsgálata. (Témavázlat és összefoglalás). — Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről. pp. 653–657.
- NAGY, E. 1972: Der Stand der Forschungen im Bereich des Paläozoikums in Ungarn. — Verh. Geol. B. A. 2. pp. 199–213. Wien.
- NAGY E.—SZEPESHÁZY K. 1971: Magyarország mélyföldtani térképe a paleozoikumnál fiatalabb képződmények elhagyásával. Térképmagyarázó. — Kézirat.
- NÉMETH L. 1957: Szakvélemény a rakacavölgyi tározó környékének hidrogeológiai viszonyairól és a tározás lehetőségéről. — Földt. Int. Adattár (Viz-199), kézirat.
- OSWALD GY.—FABIANCSICS L. 1965: Meta-antracitos palaelőfordulás a Szendrői Wintertáró 2. sz. fúrásban. — Földt. Kut. 8. 4.
- ORAVECZ J. 1964: Szilur képződmények Magyarországon. — Földt. Közl. 94. pp. 3–9.
- PANTÓ G. 1956: A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. Contribution géologique de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya. — Földt. Int. Évk. 44. 2. pp. 327–637.
- PANTÓ G. 1968: A Tokaji-hegység és előtere szerkezeti-vulkanológiai kapcsolatai. — Földt. Int. Évi Jel. 1966-ról. pp. 215–223.
- PANTÓ, G.—KOVÁCH, A. et al. 1967: Rb/Sr Check of Assyntian and Caledonian igneous activity and metamorphism in northern Hungary. — Acta Geol. 11. 1–3. pp. 279–287.
- PAPP F. 1967: Vizsgálati jelentés a rakacai kutatás során leemélyített fúrások szolgáltatott márvány műszaki közetvizsgálatáról. ÉKME. — Földt. Int. Adattár (T-1958), kézirat.
- RADÓCZ GY. 1964: Földtani vizsgálatok a fekete-völgyi (Észak-Borsod) barnaköszén-területen. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről. pp. 511–542.
- RADÓCZ GY. 1969: Előzetes jelentés a cserehádi alapfúrások eredményeiről. — Földt. Int. Évi Jel. 1967-ről. pp. 281–287.
- RADÓCZ GY. 1971: A Cserehát pannóniai képződményekkel fedett területének mélyföldtani felépítése. — Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről. pp. 213–234.
- REICH L. 1952: Földtani megfigyelések a Cserehádi dombvidéken és a Szendrői Szigethegységben. — Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről. pp. 155–160.
- SCHRÉTER Z. 1917: Pereces és Sajószentpéter környékének földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1916-ről. pp. 329–334.
- SCHRÉTER Z. 1948: Jelentés az 1948. év nyarán a M. Áll. Szénbányák R. T. Bányakutató Osztálya részére végzett földtani felvételekről. — Földt. Int. Adattár (Szén-79), kézirat.
- SCHRÉTER Z. 1949: Jelentés a Gadna község határában levő grafitos pala előfordulásáról. — Földt. Int. Adattár (Egyéb-37), kézirat.
- SCHRÉTER Z. 1952a: Újabb földtani vizsgálatok a Sajó-völgyi barnaköszén medencében. — Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről. pp. 115–130.
- SCHRÉTER Z. 1952b: A Szendrői-Szigethegység és a határos harmadkori medencerész földtani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről. pp. 137–141.
- SZABÓ D. 1967: Összefoglaló földtani jelentés a Szendrői-hegységi márványkutatásról. OFKFKV. — Földt. Int. Adattár (T-1905), kézirat I.–II.
- TÓTH A.—HETÉNYI R. 1971: A szendrőládi Borsavölgy-i kristályos mészkő műszaki közetvizsgálata. — Földt. Int. Adattár (T-2783), kézirat.



- VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. — Akad. Kiadó, Budapest.
- VINCZE L. 1968: Kutatási terv a rakacaszendi díszítőkő-kutatás felderítő fázisához. — Földt. Int. Adattár (T-2060), kézirat.
- VITÁLIS I. 1909: A Bodva-Tornaköz környékének földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1907-ről. pp. 45—58.
- VITÁLIS I. 1941: Jelentés a szendrői vasércelődőfordulásról. — Földt. Int. Adattár (T-3373), kézirat.
- VITÁLIS I. 1943: Jelentés a Szendrő környéki karbon kőzetekről, fő tekintettel a reménybeli karbon szénre. — Földt. Int. Adattár (T-3374), kézirat.
- ZOUBEK, V.—BUDAY, T.—KODYM, O. sen.—MAHEL, M.—MASKA, M.—MATEJKA, A.—SVOBODA J. 1960: Tectonic development of Czechoslovakia. (Collected papers and the tectonic map. 1:100,000.) — Praha.
- WEIN, GY. 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. — Acta Geol. 13. pp. 399—436.
- Ажгирей, Ф. Д. 1966: Структурная геология. — Изд. Московского Университета. Москва.
- Елсеев, И. А. 1967: Основы структурной петрологии. — Изд. „Наука“. Ленинград.
- Логвиненко, Н. В. 1967: Постдиагенетические изменения осадочных пород. — „Наука“. Ленинград.
- Михайлов, А. Е. 1967: Основы структурной геологии и геологического картирования. — Изд. „Недра“. Москва.
- Пронин, А. А. 1969: Герцинский цикл тектонической истории Земли. (Хронология тектонических движений.) — Изд. „Наука“. Ленинград.
- Славин, В. И. 1962: Стратиграфия палеозоя внутренней части Карпато-Балканского сооружения. — Мат. У съезда Карп.-Балканской геол. Асс. Докл. советских геологов, Киев, Акад. Наук Укр. ССР. 184—210.
- Тохтуев, Г. В. 1972: Закономерности деформаций в неоднородно-слоистых геологических средах. — Изд. „Наукова думка“. Киев.



## VORWORT

Mit der Veröffentlichung des vorliegenden Bandes der *Geologica Hungarica* bezweckt die Ungarische Geologische Anstalt die neueren Angaben und Kenntnisse über die paläozoischen Bildungen Ungarns als Allgemeingut in den Dienst der weiteren Forschungsarbeit zu stellen. Im Laufe der Vorbereitungsarbeiten des Bandes erweckte die syntethisierende Studie über die Struktur des Szendrőer Gebirges eine recht lebhaft fachliche Diskussion.

Wegen seiner eigenartigen geologischen Lage interessierte das Szendrőer Gebirge — dieses am NE-lichst gelegene NE–SW-lich streichende Glied des Ungarischen Mittelgebirges — seit den ersten Begehungen FOETTERLE's wiederholt die Fachleute. Und dies umsomehr, weil der Aufbau des Gebirges infolge der kleinen und sporadischen Aufschlüsse sowie der Armut an Fossilien nur mit einem theoretischen Zusatz, der mehr als optimal war, in einen grösseren Rahmen eingeführt werden konnte. Zuerst war auch die stratigraphische Lage nur als „paläozoisch“ sicher zu bestimmen. Erst durch die Bestimmung (DOBROLJUBOVA und dann S. MIHÁLY) der von Z. SCHRÉTER und später von K. BALOGH gesammelten Korallenfunde aus der Umgebung von Szendrőlád konnte die Bildungszeit des blätterigen schwarzen Kalksteins im Devon fixiert werden.

Das zuerst von A. FÖLDVÁRI entworfene tektonische Bild sowie die Arbeiten der nach ihm folgenden Forscher (Z. SCHRÉTER, K. BALOGH, Á. JÁMBOR, ELEMÉR NAGY, ZS. RAINCSÁK-KOSÁRY) beweisen in erster Linie den Umstand, dass sich in der im Laufe der Jahrzehnte von den Forschern unternommenen Abgrenzung und Absonderung der einzelnen Formationen keine allzugrossen Differenzen erweisen und dass die petrographische Charakterisierung der Bildungen immer mehr ein höheres Niveau erreicht hat. Diese sind also auch heute als Tatsachen zu betrachten. Trotzdem ist das strukturelle Bild nach den einzelnen Verfassern immer noch recht verschieden. Die Annahme von A. FÖLDVÁRI, wonach die Tonschiefer–Sandstein-Serie über den Kalkstein geschoben wurde, ist später durch die Erkenntnis der Aufschliessung von der Verbindung in Form von Schichtenabwechslungen, unwahrscheinlich geworden. In Kenntnis der übrigen europäischen Profile scheint aber die Vorstellung einer einzigen Schichtserie von geosynklinaler Ausbildung in 12 000 m Mächtigkeit (Á. JÁMBOR) ebenfalls übertrieben zu sein. Im Gegensatz zu der Rekonstruktion einer Antiklinale im Sinne von ZS. RAINCSÁK-KOSÁRY, hält K. BALOGH in seinem Lektor-Bericht auch heute im wesentlichen einen SE-lichen monoklinalen Fall der Serien für richtig, während Gy. WEIN in seinem Lektor-Bericht die Rekonstruktion als ein wichtiges neues Ergebnis begrüsst.

Das Redaktionskolleg hält die Veröffentlichung der in der Studie niedergelegten neuen Forschungsergebnisse und Erkenntnisse trotz des umstrittenen Bildes über den Bau des Gebirges für angebracht. Wir sind davon überzeugt, dass eine weitere Annäherung der in vielen Hinsichten einander widersprechenden Vorstellungen über das tektonische Bild zueinander und zur Wirklichkeit durch eine Erkundung mittels Tiefbohrungen erwartet werden kann. Wir hoffen ferner, dass durch die Veröffentlichung des vorliegenden Bandes auch die weitere Erforschung befördert wird.

Budapest, im April 1977.

DR. J. KONDA  
Direktor



# DIE DEVONISCHEN BILDUNGEN DES SZENDRÖER GEBIRGES

## EINLEITUNG

Im Zusammenhang mit dem Thema „Zusammenfassende geologische Untersuchung der paläozoischen Bildungen Ungarns“ haben wir in der Ungarischen Geologischen Anstalt in den Jahren 1969–1971 zusammen mit dem Paläontologen S. MIHÁLY im Gebiete des Szendrőer Gebirges geologische Kartierungen sowie paläontologische Sammelarbeit durchgeführt. Die paläontologischen Resultate dieser gemeinsamen Arbeit sind in der Studie von S. MIHÁLY: Die mitteldevonischen Tabulaten des Szendrőer Gebirges niedergelegt. Sie erscheint zusammen mit der vorliegenden Arbeit.

Das Ziel der Arbeit war in erster Linie die Klärung des Alters der altpaläozoischen Bildungen, die die Hauptmasse des Gebirges ausmachen sowie die des Zusammenhanges zwischen der Ablagerungsbildung und den tektonischen Verhältnissen der sog. Serien I, II und III ohne einen Anspruch der detaillierten Reambulation.

Mit Hilfe der Beobachtungen im Felde, aufgrund der neueren Tiefbohrungen und Materialuntersuchungen ist es uns gelungen, von den anfänglichen Zielsetzungen manche (wenn auch mit zahlreichen kleineren Unsicherheiten belastet) zu lösen. Aufgrund der geologischen, paläontologischen und tektonischen Grundlagen betrachten wir es als bewiesen, dass

1. Die altpaläozoischen Bildungen des Gebirges im Laufe einer ununterbrochenen marinen Sedimentationsbildung entstanden sind; der Kalksteinkomplex, der in seiner Fazies abweichend entwickelt sein kann und jetzt N-lich und S-lich vom älteren zentralen, klastischen Komplex gelegen ist, kam aus diesem älteren zentralen, klastischen Komplex zustande.
2. Das Alter des Kalksteinkomplexes ergab sich aufgrund der Korallen und Crinoideen als Unter-, Mittel- und Oberdevon, der klastische Komplex ist älter, wahrscheinlich unterdevonisch.
3. Die altpaläozoischen Bildungen des Gebirges bildeten eine asymmetrische Antiklinale, deren Achsenfläche nach SE einfällt. Ihr Kern wird vom zentral gelegenen klastischen Komplex gebildet, als Flanken sind Kalksteinzüge im N und im S zu betrachten. Diese Antiklinale-Struktur ist durch eine SE–NW-lich gerichtete Kräftewirkung deformiert, wodurch dann die heutige dreigeteilte monoklinale Gebirgsstruktur entstand. Mit dieser Bewegung war die Deformation der Falten des Gebirges sowie im N die Ausbildung einer Schuppenzone verbunden. Zum Schluss wurde die auf diese Weise zustande gekommene Struktur von einem tertiären Bruchsystem zerbrochen.

## HISTORISCHER ÜBERBLICK

Das Szendrőer Gebirge stellt das NE-liche Glied des SW–NE-lich streichenden, von paläozoischen Bildungen aufgebauten Nördlichen Mittelgebirges dar. Seine geologischen Grenzen werden durch junge Randbrüche markiert. Die altpaläozoischen Bildungen des Szendrőer Gebirges sind von verschiedenen mächtigen tertiären Schichten gedeckt, nach SW hin (in der Umgebung von Rudótelep, Ormosbánya, Izsófalva auch in Ausbissen) in der Richtung des Upponyer Gebirges bis Sajógalgóc zu verfolgen. Von hier an sind dann die altpaläozoischen Schichten in der „Upponyer Ausbildung“ zu beobachten.

Die altpaläozoischen Bildungen stellen drei SW–NE-lich streichende Züge dar.

In diesen drei Zügen des Szendrőer Gebirges kann grösstenteils eine SE-liche Faltungsrichtung beobachtet werden, die Struktur weist einen monoklinalen Charakter auf. Im Falle einer normalen Lagerung liesse diese Struktur darauf folgern, dass die Bildungen, aus denen das Gebirge aufgebaut ist, von S nach N hin immer älter werden. Teils infolge der strukturellen Besonderheiten, teils infolge der recht spärlichen Fauna sahen sich die Kartierer des Gebietes gezwungen, geologische (hauptsächlich lithologische) Analogien anzuwenden. Darum findet man in der Literatur bezüglich des Alters von den paläozoischen Bildungen des Gebirges Einstufungen, die vom Ordoviz bis zum Oberkarbon reichen (Tabelle 1).



Gliederung des Paläozoikums von Szendrő in der Fachliteratur

Tabelle 1

	A. FÖLDVÁRI 1942	Z. SCHRÉTER 1949–52	K. BALOGH 1949–52	L. REICH 1952	Á. JÁMBOR 1961	W. I. SLAWIN 1962	K. BALOGH 1964	E. NAGY 1972	Zs. R. KOSÁRY 1974
PERM				IV. Rändlicher (-rotter) Tonschiefer					
		II. a Ton – Schiefer Sandstein II Kristalliner Kalkstein N-licher Kalk – steinzug	III. Szendrői-der Serie II. Sandstein-Schiefer- Serie I. Szend- rői Serie IV. Bor- soder Serie	III. Oberer Sandsteinschiefer II. Unterer Sandsteinschiefer I. Kalkschiefer und kristalliner Kalkstein					
KARBON									
	I. Kristalliner Kalkstein								
DEVON							III. Kalkstein, Kalk- Tonschiefer Sandsteinschiefer		III. Kalksteinkomplex
					III. Crinoideen- schiefer, korallen- führender Sandstein Kalkstein	III Kalkstein- Tonschiefer	II. Tonschiefer, Sandstein, Kalkstein	III. Crinoideen- korallenführender Kalkstein, Kalkphylit	S-licher Kalk – steinzug
					II. Tonschiefer, Sandstein I. Kristalliner Kalkstein	II Tonschiefer, grauer und heller kristalliner Kalkstein	I. Gestreifter, grauer und heller kristalliner Kalkstein	II. Tonschiefer, Sandstein,	I. Zentraler klastischer Komplex
						Sandstein,		Metakonglomerat,	
SILUR						Kalkstein		crinoideenführender Kalkstein	
ORDOVIZ						I. Kristalliner Kalkstein		I. Kristalliner Kalkstein	

Die ersten Angaben über das Gebiet des Szendrőer Gebirges wurden von F. HOCHSTETTER (1865) geliefert. Dem Grundgebirge schrieb er ein devonisch-unterkarbonisches Alter zu.

J. BÖCKH (1876), F. FOETTERLE (1868, 1869) sowie F. HAUER (1869) reihten alle drei Serien, die das Szendrőer Gebirge aufbauen, in das Oberkarbon ein.

Ausser den in der Tabelle 1 angeführten umfassenden Arbeiten wurden auch zahlreiche paläontologische Bearbeitungen sowie geologische Detailstudien publiziert. Die Korallen-Fauna der paläozoischen Bildungen wurde zuerst von G. KOLOSVÁRY (1951 und 1959) bestimmt. Aufgrund seiner Bestimmung, die sich später als irrtümlich erwies, wurden diese faunaführenden Bildungen in das Oberkarbon eingereiht. Das durch K. BALOGH und Z. SCHRÉTER eingesammelte Korallenmaterial wurde von sowjetischen Paläontologen bestimmt. Die Bestimmung bestätigte das devonische Alter des S-lichen Kalksteinzuges (Á. JÁMBOR 1961, K. BALOGH 1964). Die Crinoideen- und Tabulaten-Fauna der devonischen Bildungen wurden am ausführlichsten von S. MIHÁLY (1971, 1972 und 1976) bearbeitet. Diese Bearbeitung ermöglichte auch die Verfeinerung der Altersbestimmung.

Die Resultate von P. MOLNÁR (1967) und T. JASKÓ (1970) erweiterten die bisherigen geologischen und tektonischen Kenntnisse über das Gebirge, während Gy. RADÓCZ (1969 und 1971) sich in erster Linie mit den neogenen Bildungen, die den Vorraum des Szendrőer Gebirges bedecken, befasste, gleichzeitig aber auch über die bedeckten und an der Oberfläche nachweisbaren Gestaltung des devonischen Grundgebirges Auskunft gab.

## AUFSCHLUSS- UND ERKUNDUNGSGRAD DER DEVONISCHEN BILDUNGEN

Sowohl der S-liche wie auch der N-liche Kalksteinzug lassen sich am W-lichen und N-lichen Rande des Gebirges, von Edelény bis Rakaca in zahlreichen natürlichen Aufschlüssen und Steinbrüchen untersuchen. Im Gebiet S-lich von Szendrő trifft das für die Bildungen des zentralen klastischen Komplexes zu. Die Aufschlussverhältnisse sind auch in der Umgebung von Szakácsi—Irota und Gadna (also am SE-Rand des Gebirges) ebenfalls hinreichend. Jedoch wird die Identifizierung der einzelnen Bildungen durch die isolierte Lage etwas erschwert.

Weniger günstig sind zwar die Aufschlussverhältnisse im Gebiet vom W-lichen und N-lichen Gebirgsrand etwa 3–4 km zum Inneren des Gebirges hin, aber eine Identifizierung der Bildungen kann auch hier noch durchgeführt werden.

Im zentralen Teil des Gebirges sind die Aufschlüsse selten, im Gebiet zwischen dem Besenyő-Gehöft—Abod—Királykút-Gehöft und Szakácsi gibt es überhaupt keinen natürlichen Aufschluss. Bis zum Jahre 1969 waren im mittleren Teil des Gebirges keine Bohrungen oder sonstigen Aufschliessungsarbeiten durchgeführt worden. In den Jahren 1969 und 1970 wurden für Erkundungszwecke von Dekorationssteinen 10 Bohrungen mit einer Tiefe von 40–100 m in der Gemarkung der Ortschaften Szendrőlád, Meszes und Rakacaszend abgeteuft. Erkundungsgraben wurden, ebenfalls 1969, von der Ungarischen Geologischen Anstalt am Kopasz-Berg von Rakacaszend ausgehoben.

Die Lage und der Ausbildungstypus der devonischen Bildungen im SW-lichen Vorraum des Gebirges sind uns aus den Erkundungsbohrungen, die auf die braunkohlenflözführende Schichtgruppe gesetzt wurden, bekannt. Im W-lichen Vorraum sind ausser den Erkundungsbohrungen der oberpannonischen Lignite, die meistens in den devonischen Bildungen stehen geblieben sind, in den Jahren 1969–1970 zwei Bohrungen zwecks Graphiterkundung abgeteuft worden, die die devonischen Bildungen aufgeschlossen haben. Im E-lichen, SE-lichen und S-lichen Vorraum wurden zwischen den Jahren 1958 und 1970 sieben geologische Grundbohrungen bzw. Bohrungen zur Erkenntnis der Strukturverhältnisse abgeteuft.

## PROBLEME DER LAGERUNGSVERHÄLTNISSE UND IHRE KLÄRUNG

Die Klärung der räumlichen und zeitlichen Zusammenhänge der altpaläozoischen Bildungen von Szendrő wurde in erster Linie durch das spärliche Vorkommen der Faunaelemente und ihren schlechten Erhaltungszustand erschwert. Aufgrund der 1969–1971 gesammelten Korallen- und Crinoideen-Reste sowie aufgrund der Crinoideen, die aus dem dolomitisierten Kalkstein der Tiefbohrung Rsz. Nr. 3 zum Vorschein gekommen sind, erwiesen sich sowohl die Bildungen des N-lichen wie auch die des S-lichen Kalksteinzuges (also die Bildungen der Flügel der Antiklinale) als devonisch. Der gebietsmässig zwischen den beiden devonischen Kalksteinzügen gelegene Komplex, der über-

wiegend aus klastischen Bildungen besteht, ist fast vollkommen fossilleer. Die Kalksteine im jüngeren Abschnitt des Komplexes führen zwar elliptisch deformierte Querschnitte von Crinoideen-Stiel- und Armglieder, diese sind aber für eine genauere Bestimmung vollkommen ungeeignet. In den feiner gekörnten Sandsteinschichten befinden sich einige unbestimmbare Bruchstücke, die an Pflanzenreste erinnern, anthrazitisiert-graphitisiert und von Tonmineralen und Serizit ausgefüllt sind. Nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von J. ORAVECZ lieferten die Quarzschiefer aus der Umgebung von Irota einen *Hydrozoen*-Rest, der auf das Silur hinweist. Da im unmittelbaren Liegenden des Fundortes von diesem Rest ein mitteldevonischer crinoideen – tabulatenführender Kalkstein anzutreffen ist, scheint das silurische Alter des Restes zweifelhaft zu sein.

Im Zusammenhange mit der Klärung der Lagerungsverhältnisse bedeutete das grösste Problem die SE-liche Fallrichtung. Diese scheint im N-lichen Zug fast ausschliesslich und auch im S-lichen häufiger zu sein. Die Kräftewirkung, die diese dreigeteilte monoklinale Struktur hervorrief – und hauptsächlich die damit verbundene Schuppenstruktur – haben die ursprünglichen Merkmale der Lagerung, besonders im N-lichen Gebiet, weitgehend modifiziert, ja sogar lokal auch umgedreht. In der Beurteilung der Lagerungsfolge von den Bildungen konnten wir uns nur im S-lichen Gebiet auf die Fallrichtungen stützen. Die Lösung eines Teiles von den Problemen gelang uns in erster Linie dadurch, dass wir zuerst innerhalb der einzelnen Blöcke, die sich entlang der Brüche abgesondert haben, das Gesteinsmaterial identifiziert und nachher die Blöcke mosaikartig zusammengefasst haben.

Die Verbindung zwischen dem in der Literatur als Serie II bekannten (und nach den abweichenden Annahmen ins Silur bzw. ins Devon eingereihten) klastischen Komplex und dem N-lichen Kalksteinzug wurde von den Geologen, die im Gebiet Kartierungen durchführten, mit Ausnahme von Z. SCHRÉTER und Á. JÁMBOR als tektonisch betrachtet. Die Ursache dafür kann einestails darin gesucht werden, dass an den im übrigen ziemlich gut aufgeschlossenen W-lichen und N-lichen Gebirgsrändern der Charakter der Berührung der Bildungen infolge der Randbrüche fast völlig unerkennbar geworden ist, andererseits in der Tatsache, dass in der Umgebung der Grenzen von den Zügen häufig Verkiezelung und Limonitisierung, d. h. charakteristische Merkmale der zermalmten Zonen beobachtet werden können. Wie aber auch schon Á. JÁMBOR (1961) darauf hingewiesen hat, hängt die Verkiezelung in erster Linie von der Bildung selbst ab, sie ist nicht an Seriengrenzen und ausschliesslich an die Berührungslinie des N-lichen und des zentralen Zuges gebunden. Die intensivere Limonitisierung (und die damit verbundene Verkiezelung) ist an die Brüche gebunden, die sich vom Paläogen an des öfteren erneuerten. Die Zermalmung der Zone von den Grenzen der Züge übertritt nicht den Beanspruchungsgrad, der am Kontakt von plastischeren und rigideren Gesteinsmassen infolge horizontaler Kräftewirkungen zustande kommt. Eine Überschiebung grösseren Grades und damit verbundene zermalmte Zonen sind nicht nachzuweisen.

Die Bildungen des zentralen klastischen Komplexes reagierten auf die tektonische Inanspruchnahme mit einer stärkeren Faltung, sie zeigen deutlicher die metamorphisierte Gesteinsstruktur als die mehr kompetenten Schichten der Kalksteinzüge. Diese Tatsache ist aber ganz eindeutig ein Resultat vom lithologischen Aufbau und von den Schichtungsmerkmalen des Komplexes. Ein grösserer Altersunterschied zwischen den drei Zügen ist auch aufgrund der Metamorphose nicht wahrscheinlich.

Nachdem die Identität bzw. die übereinstimmenden Charakterzüge von mehreren Schichtengruppen des N-lichen und des S-lichen Kalksteinzuges erkannt wurden, bezweckten wir in erster Linie die Klärung des Zusammenhanges zwischen den Kalksteinzügen und dem zentralen klastischen Komplex:

– Die Basis des zentralen klastischen Komplexes besteht hauptsächlich aus einem  $\text{CaCO}_3$ -freien Sandsteinschiefer, der eine gröbere Korngrösse aufweist. Wenn man sich der Ausbildung, die mit den Kalksteinzügen begrenzt ist, nähert, erkennt man, dass die Einlagerungen des crinoideenführenden Kalksteins immer häufiger werden, der kalkige Aleurolit und der Tonschiefer vorherrschen und der Sandstein untergeordnet wird.

– Auch ein allmählicher Übergang zwischen dem klastischen Komplex und den Kalksteinzügen kann am Kopasz-Berg von Rakacaszend, S-lich davon im S-lichen Teil des Magyarkosár-Berges, im NE-lichen Teil des Templomdomb (Kirchenhügels) von Meszes (an der Grenze des zentralen klastischen Komplexes und des N-lichen Kalksteinzuges) bzw. am vom Garadna-Tal S-lich gelegenen namenlosen Hügel (im S-lichen Gebietsteil) nachgewiesen werden.

– Im Inneren des Gebirges, am Magyarkosár-Berg kann oberhalb des klastischen Komplexes nicht nur das Intrakonglomerat, sondern darüber auch der mit dem dolomitisierten Kalkstein wechsellagernde crinoideenführende dunkelgraue Kalkstein angetroffen werden. Es muss also angenommen werden, dass darüber auch noch die jüngeren Bildungen des Kalksteinkomplexes vorhanden gewesen sein mussten, die aber abgetragen worden waren. Auch die symmetrische Lage der identifizierbaren Kalksteintypen des N-lichen und des S-lichen Kalksteinzuges beweist, dass der klastische Komplex den Kern einer Antiklinale darstellt.

— Die reiche Tabulatenfauna des S-lichen Kalksteinzuges bestätigt eindeutig das mitteldevonische Alter dieser Bildungen. Aufgrund der Crinoideen aus dem dolomitisierten Kalkstein des N-lichen Kalksteinzuges: *Cupressocrinites* sp., *Stylocrinus* (= *Symbathocrinus*) *tabulatus* (MÜLLER) — die übrigens auch aus dem S-lichen Gebiet bekannt sind — vertreten die älteren Kalksteinbildungen des Zuges das Unter-, Mitteldevon.

— Da der unter-mitteldevonische Kalksteinkomplex sich vom zentralen klastischen Komplex mit einer ununterbrochenen Sedimentation entwickelt, können wir dem letzteren ein unterdevonisches Alter zuschreiben.

Die prinzipielle Schichtenreihe des Gebirges wird in Tabelle 2 dargestellt.

## DER GEOLOGISCHE AUFBAU DES DEVONISCHEN GRUNDGEBIRGES

(s. Beilagen I–III)

### I. Der zentrale klastische Komplex

Der zentrale Teil des Gebirges wird von einem SW–NE-lich streichenden Zug, der vorherrschend aus klastischen Bildungen besteht, aufgebaut. Dieser Zug verengt sich im W-Teil des Gebirges und sackt stufenweise entlang von NNE–SSW-lich streichenden Randbrüchen in W-licher Richtung unter die tertiäre Schichtserie des Rudabányaer Gebirges. Nach E hin, bis zur Ortschaft Rakaca kann der Zug gut verfolgt, E-lich davon, entlang der Chaussee Rakaca–Szászfa noch in einigen kleineren Aufschlüssen beobachtet werden, während die Tiefbohrung Felsőgagy (Fg) Nr. 1 (etwa 6 km E-lich von E-lichen Gebirgsrand) ihn erst in einer Tiefe von 628,0 m (–370,0 m), unterhalb der tertiären Bildungen des E-lichen Cserehátgebirges erreichte. Die Tiefbohrung Alsóvadász (Av.) Nr. 1 im SE-lichen Vorraum des Gebirges traf in einer Tiefe von 1035,0 m (–859,46 m) einen klastischen Komplex vom „Szendrői Typus“ an. Dieser wurde als eine zu dem zentralen klastischen Komplex gehörende Bildung betrachtet. Unserer Meinung nach aber — im Gegensatz zu der obigen Annahme — lässt sich das Gesteinsmaterial dieser Bohrung eher mit den in der Umgebung von Irota–Gadna und Edelény–Sajószentpéter aufgeschlossenen Bildungen der jüngsten Schichtgruppe identifizieren.

Das Liegende des Komplexes ist nicht bekannt. Aufgrund der tektonischen Lagerung und der Zusammensetzung des verhältnismässig sehr schweren grob-mittelkörnigen Sandsteinschiefers scheint der Zug Köves-Berg–Tátra-Berg–Hosszú-Berg–Kecske-Berg am ältesten zu sein. Neben dem vorherrschenden Sandsteinschiefer (quarzitischer monomineralischer Sandsteinschiefer, Quarzit, seltener polymineralischer feinkörniger Sandsteinschiefer) ist die Menge des Aleurolits sowie des phyllitartigen Tonschiefers nur untergeordnet.

Diesem hauptsächlich aus Sandstein bestehenden Zug schliesst sich im N der Zug Sütő-Berg–Tátra-Berg–Csepp-Berg–Rakacaer-Hügel und im S der Zug Köves-Berg–Görög-Felsen–Löger-Felsen an. Diese beiden Züge bestehen hauptsächlich aus Gesteinen von feiner-körnigen klastischen und tonigen Ursprungs.

Die tieferen Glieder dieser Züge sind entweder kalkfrei oder kaum kalkig, nach oben hin werden die Kalksteineinlagerungen immer mehr häufig. Die Kalksteinschichten enthalten viel klastisches Material, die ähnlich den übrigen Gliedern der Schichtreihe (feinkörniger, glimmerführender Sandsteinschiefer, Aleurolitschiefer und seine verkieselten Abarten, phyllitartiger Tonschiefer, selten graphitischer Tonschiefer) zuerst nur 0,5–2 cm dicke Schichten bilden. Nach oben hin nimmt dann die Mächtigkeit der einzelnen Kalksteineinlagerungen — verbunden mit der gleichzeitigen Zunahme der Schichtmächtigkeit — bis 1–6 m zu und es treten in ihnen immer mehr elliptisch deformierte Stiel- und Armgliederquerschnitte von Crinoideen auf.

In der in die Kalksteinzüge hinüberführenden Übergangsschichtgruppe kommen die Gesteine von feinem klastischen und tonigen Ursprungs sowie der dunkelgraue crinoideenführende Kalkstein allmählich ins Gleichgewicht, später wird dann der letztere vorherrschend.

\* \* \*

Im klastischen Komplex sind die reinen Gesteinstypen sehr selten, sodass man in ihrer Beschreibung gewisse Simplifizierungen anwenden müsste, in erster Linie aufgrund der angenommenen genetischen Verhältnisse, wobei die im Laufe der anfänglichen Metamorphose entstandenen mineralogischen und gesteinsstrukturellen Merkmale betont wurden.

In den Gesteinen, die den Komplex aufbauen, können folgende Grundtypen unterschieden werden:

- A) Monomineralische Quarzgesteine
  - a) Ohne Bindematerial (Quarzit und Sandsteinquarzit)
  - b) Mit wenig Bindematerial (Sandstein und Aleurolitschiefer)
- B) An Bindematerial reiche, aus mehreren Komponenten, jedoch vorherrschend aus Quarz bestehende Gesteine (glimmeriger Sandstein und Aleurolitschiefer, kalkiger glimmeriger Sandstein und Aleurolitschiefer)
- C) Gesteine tonigen Ursprungs (Tonschiefer, kalkiger und graphitischer Tonschiefer)
- D) Karbonatische Gesteine (serizithaltiger oder mikrokristalliner Kalkstein mit einem grossen Gehalt von klastischem Material und Kalkschiefer)

## II. Kalksteinkomplex

### 1. Die Übergangsschichtgruppe

Der zentrale klastische Komplex geht unter dem allmählichen Ausbleiben des Sandsteinschiefers und der immer häufiger werdenden Kalksteineinlagerungen sowie der Zunahme des  $\text{CaCO}_3$ -Gehaltes sowohl im N-lichen wie auch im S-lichen Gebiet in einen dunkelgrauen crinoideenführenden Kalkstein hinüber, der untergeordnet mit einem feinkörnigen Sandstein und einem kalkigen Tonschiefer abwechselt. Im Hangenden des crinoideenführenden Kalksteins kommt der Sandstein und Tonschiefer noch zurück, dann folgt – vermutlich nach der Diagenese – die abwechselnde Schichtfolge vom dolomitisierten Kalkstein und dunkelgrauen crinoideenführenden Kalkstein, worüber die Schichtgruppe mit der Abwechslung vom kalkig-serizithaltigen Tonschiefer, feinkörnigem Sandstein und Aleurolitschiefer abgeschlossen wird.

Im N-lichen Kalksteinzug enthält die Übergangsschichtgruppe zwei, verhältnismässig deutlich verfolgbare Bildungen. Die eine von diesen ist das im tieferen Teil des dolomitisierten Kalksteins aufgeschlossene „Intrakonglomerat“, die andere ist ein grün-grünlichgrauer zusammengepresster feinkörniger Sandstein, der unmittelbar unterhalb des Intrakonglomerats lagert.

Die Übergangsschichtgruppe ist zusammen mit dem Intrakonglomerat am Kopasz-Berg von Rakacaszend. im Graben, der den Kopasz-Berg von E begrenzt (Abb. 4), im S-Teil des Magyarkosár-Berges sowie in kleinem, aufgelassenem Steinbruch, der etwa 1 km NE-lich von der Ortschaft Meszes liegt, aufgeschlossen. Am Templomdomb (Kirchenhügel) von Meszes (Abb. 5 und 6) fehlt das Intrakonglomerat, der grüne Sandstein ist aber anzutreffen. Am Szőlő-Berg von Rakacaszend sowie beim Zusammenfließen des Barakony- und des Rakaca-Baches kann im Liegenden des dolomitisierten Kalksteins sowohl das Intrakonglomerat als auch der grüne Sandstein beobachtet werden.

Im Gebiet des Gebirges zeigen der crinoideenführende dunkelgraue Kalkstein und der dolomitisierte Kalkstein in der Übergangsschichtgruppe eine Asymmetrie in ihrer Ausbildung. Im mittleren und E-lichen Teil des N-lichen Kalksteinzuges ist (in den oben angeführten Aufschlüssen sowie in der Teufe zwischen 246,0 und 292,0 m der Tiefbohrung Rakacaszend Nr. 3) der dolomitische Kalkstein sowie der kalkige Dolomit im Übergewicht, der schwarze, dünn geschichtete crinoideenführende Kalkstein bildet nur dünne Einlagerungen. Beide Gesteinstypen sind in verschiedenem Masse verkiegelt. In der Umgebung von Meszes sowie W-lich davon, zwischen dem Kis-Somos-Berg und dem Boroszló-Berg, im S-lichen Teil des Nagy-Somos-Berges und im S-lichen Gebiet zwischen dem Gordonyos-Felsen und dem Garadna-Tal herrscht der dünn geschichtete crinoideenführende Kalkstein vor, der dolomitisierte Kalkstein spielt nur eine untergeordnete Rolle und daneben kommt den Ton- und Kalkschiefer-Einlagerungen eine grössere Bedeutung zu.

Der durch Ausgrabung aufgeschlossene Teil der Übergangsschichtgruppe wird in Abb. 7 gezeigt. Die Abbildung hebt die Lage des Intrakonglomerats vor. Diese Bildung, die sowohl mit dem Liegenden wie auch mit dem Hangenden konkordant gelagert ist, enthält die zusammengepressten Schotterstücke eines schwarzen mikrokristallinen Kalksteins und eines kalkigen Tonschiefers. Sie können im einbettenden kalkigen, tonigen Aleurolitschiefer (nach oben hin im kaum kristallisierten, stark klastischen Kalkstein) manchmal mit schärferen Konturen, in den meisten Fällen aber nur als undeutliche Flecke erkannt werden (Tafel II, Fig. 3 und 4). Das Intrakonglomerat baut sich aus dem im kaum konsolidierten Ablagerungszustand sich durchbewegten Material des unmittelbaren Hangenden auf. Demnach besteht keine Ursache für die Annahme, dass es ein Transgressionskonglomerat darstellt. Offenbar handelt es sich einfach um eine schwache Hebung der Sedimentationsfläche, der dann eine Auflockerung, Durchbewegung und Wiederablagerung folgte.

Da die Bildungen klastischen und tonigen Ursprungs der Übergangsschichtgruppe in ihrer mineralogischen Zusammensetzung und petrographischen Eigenschaften mit den entsprechenden



Bildungen des zentralen klastischen Komplexes weitgehend übereinstimmen, werden sie hier nicht behandelt. Eine Ausnahme bildet nur der erwähnte grüne Sandstein, der eine gute Leitschicht darstellt. Die karbonatischen Gesteine erhalten erst in der Übergangsschichtgruppe eine bedeutende Rolle und, obwohl sie sich mit Ausnahme des dolomitisierten Kalksteins von den Kalkstein-Einlagerungen des höheren Abschnittes vom klastischen Komplex nicht in einer bedeutenderen Masse unterscheiden, werden ihre Typen hier vom Liegenden bis zum Hangenden folgenderweise bekannt gemacht:

- A) Schwarzer oder dunkelgrauer, blättriger oder dünn geschichteter crinoideenführender Kalkstein; Kalksteinschiefer mit den Mikroschichten von Aleurolit und feinkörnigem Sandsteinschiefer (Dünnschliffbild: Tafel II, Fig. 5 und Taf. III, Fig. 1).
- B) Dunkelgrauer, gut geschichteter crinoideenführender Kalkstein ohne klastische und tonige Einlagerungen (Taf. III, Fig. 2–3).
- C) Dunkelgraues, blättriges, dünn geschichtetes, kalkiges Intrakonglomerat.
- D) Crinoideenführender Kalkstein und Dolomit
  - 1. Dolomitisierter Kalkstein, kalkiger Dolomit (seine Crinoideen-Reste sind auf Taf. III, Fig. 5 und 6 dargestellt)
  - 2. Dunkelgrauer, blättriger (dünn geschichteter) crinoideenführender Kalkstein (Taf. III, Fig. 4).

## 2. Rakacaer Marmorschichtgruppe

Die ältesten Glieder der die Übergangsschichtgruppe überlagernden Rakacaer Marmorschichtgruppe sind sowohl im N-lichen wie auch im S-lichen Kalksteinzug des Gebirges vorzufinden. Diese werden aber dann von den Bildungen zweier in ihren lithologischen Merkmalen abweichenden Fazies überlagert. Die eine von diesen ist das S-liche Ausbildungsgebiet — und dazu muss aufgrund der lithologischen Übereinstimmung auch der Vár-Berg von Szendrő gerechnet werden —, die andere ist das N-liche, zu dem noch aufgrund der grossen Ähnlichkeit der Ausbildung das Mészégető-Tal und der Gordonyos-Felsen gerechnet werden muss. Die jüngeren Bildungen sind in den beiden Gebieten wieder identisch.

Die Bildungen der Rakacaer Marmorschichtgruppe sind von der älteren zur jüngeren hin wie folgt:

- A) Älteste Schichtglieder
  - a) Gelber serizithaltiger Kalkstein und Kalkschiefer
  - b) Heller Rakacaer Marmor
- B) Lithologische Einheiten des südlichen Kalksteingebietes und des Vár-Berges von Szendrő
  - c) Kalkstein mit Serizitlinsen
  - d) Tuffiger (?) kristalliner Kalkstein
  - e) Dickgeschichteter, gelber kristalliner Kalkstein
  - f) Hellgelber und grauer blättriger Kalkstein
  - g) Dunkelgrauer-schwarzer blättriger Kalkstein sowie kalkiger (stellenweise graphitischer Tonschiefer, Aleurolit- und Sandsteinschiefer).
- C) Lithologische Einheiten des nördlichen Kalksteingebietes sowie des Gordonyos-Felsens und des Mészégető-Tales
  - h) Abwechselung von serizithaltigem Kalkstein und Rakacaer Marmor
  - i) Ton-, Aleurolit-, Sandsteinschiefer und blättriger Kalkstein
  - j) Dunkelgrauer, blättriger und gestreifter Kalkstein
- D) Jüngstes Schichtglied
  - k) Grauer, dickgeschichteter, crinoideenführender Kalkstein und dunkler Rakacaer Marmor

### A) Älteste Schichtglieder

a) Gelber serizithaltiger Kalkstein und Kalkschiefer. Im N-lichen Teil des Gebirges vom Rakaczender Szőlő-Berg bis Rakaca, in mehreren Aufschlüssen an beiden Seiten der Chaussee werden die Endglieder der Übergangsschichtgruppe, der kalkige Sandstein — Aleurolit und der Tonschiefer abwechselnd von einem gelben, dünn geschichteten, serizithaltigen (mit Serizitstreifen) Kalkstein und einem Kalkschiefer, höchstens in einer Mächtigkeit von 5–8 m überlagert. Im NW-lichen Teil des Gebirges ist diese Bildung nicht aufgeschlossen, auch im S-lichen Kalksteinzug ist sie nur zwischen dem Garadna-Tal und dem Gordonyos-Felsen, in einer tektonisch gestörten Lage bekannt.

b) Heller Rakacaer Marmor. Der serizithaltige Kalkstein geht allmählich, mit wiederholten Abwechselungen in den hellgrauen Rakacaer Marmor, der gelbe Flecke und Streifen aufweist, über. Dieser Übergang der Schichtreihe kann etwa 300 m S-lich vom aufgelassenen Stein-

bruch von Rakacaszend entlang der Chaussee, im SW-lichen Teil des Kopasz-Berges von Rakacaszend, in den sog. Steingruben sowie im aufgelassenen kleinen Steinbruch beobachtet werden. Diese abwechselnde Ausbildung ist im S-lichen Gebiet nicht aufgeschlossen. Der dickgeschichtete, mitunter bankige, grobkörnige Rakacaer Marmor ist eine der am besten aufgeschlossenen Bildungen des Gebirges. Er kann im N-lichen Teil des Gebirges von E nach W hin von Rakaca über Rakacaszend und Meszes bis zum Vár-Berg von Szendrő nachgewiesen werden. (In Abb. 8 ist das Bild des neuen Steinbruches von Rakacaszend zu sehen.)

Im S-lichen Teil des Gebirges ist der Rakacaer Marmor im Garadna-Tal, E-lich von Abod in zwei Steinbrüchen gut, im NW-lichen Teil des Gordonyos-Felsens weniger gut, in einer tektonisch gestörten Lage, begrenzt vom crinoideen-tabulatenführenden Kalkstein aufgeschlossen.

Im W-lichen Teil des N-lichen Zuges, im grossen E-lichen Steinbruch des Vár-Berges von Szendrő (Abb. 9) sowie W-lich von Abod im Garadna-Tal (Abb. 10) wird der helle Rakacaer Marmor konkordant von einem *Kalkstein mit Serizit-Streifen und -Linsen* überlagert. Hingegen wechseln im N-lichen und NW-lichen Teil des Gebirges der Marmor und ein heller serizithaltiger Kalkstein ab und gehen dann in einen *dunkelgrauen, verschwommen gestreiften Kalkstein* über.

### B) Lithologische Einheiten des südlichen Kalksteingebietes und des Vár-Berges von Szendrő

c) *Kalkstein mit Serizitlinsen*. Auf den ersten Blick erscheint dieser hellgrau-weisslichgraue Kalkstein als dickgeschichtet, jedoch zerfällt er schon auf einen leichten Schlag in 1–2 cm dicke Schichten, die einen seidigen Glanz zeigen und einen hohen Serizitgehalt aufweisen, weil die aus grobkristallinen Kalzit bestehenden weissen, ausgewälzten 2–3 cm langen Kalksteinlinsen in einen an Serizit reichen Schiefer eingebettet gelegen haben. Das Gestein wird eigentlich von abwechselnden Linsen aufgebaut, die aus einem höchstens 2–5 mm dicken grobkristallinen Kalzit, der von Serizit- (Muskowit-) bzw. Serizit- und Chlorit-Schieferstreifen umgeben wird, bestehen (Taf. V, Fig. 1–2).

d) *Tuffiger (?) kristalliner Kalkstein*. Die höheren Schichten des Kalksteins mit Serizitlinsen wechseln sowohl am Vár-Berg von Szendrő wie auch in der Umgebung von Abod mit dünnen muskowit-chlorithaltigen Kalksteinschichten ab (Abb. 11). Diese weichen durch ihre gelblichgrüne – grüne, manchmal rosa oder gelbe Farbe von den Liegendschichten stark ab. Sowohl aufgrund ihres Erscheinens als auch auf dem der Materialuntersuchung kann es angenommen werden, dass sie auch ein verhältnismässig wenig tuffiges Material enthalten haben. Diese dünnen glimmerigen Schichten von verschiedenen Farben sind auch in dem dem Liegendkalkstein mit Serizitlinsen nahe gelegenen Teil des gelben, dickgeschichteten Kalksteins, der den Kalkstein mit Serizitlinsen überlagert, anzutreffen.

In der Umgebung von Abod kommen in diesem Teil der Schichtreihe der chlorit-muskowithaltige Schiefer und die kleinen, ausgewälzten Kalksteinlinsen ungefähr ins Gleichgewicht.

Die röntgenologische Untersuchung der tuffigen (?) Schichten, die im E-lichen Teil des Garadna-Tales aufgeschlossen sind, hat Muskowit, Chlorit, Kalifeldspat, Quarz, Hämatit und Kaolinit nachgewiesen. Bis auf den Quarz und Kaolinit sind diese Bestandteile autigene, epigenetische bzw. epimetamorphe Bildungen. Eigentlich sollte auch der Kaolinit noch zu diesen gerechnet werden, da auch er nach den literarischen Angaben unter den Verhältnissen einer Metamorphose stabil sein kann. In unserem Fall ist es aber wahrscheinlich, dass er das Produkt einer retrograden Umwandlung ist. Auch die tiefer gelegenen Schichten des Kalksteins mit Serizitlinsen sowie die höher gelegenen Schichten des gelben Kalksteins enthalten die oben angeführten Minerale, der Unterschied ist in erster Linie quantitativ, in den tuffigen (?) Schichten gibt es mehr Glimmer, hauptsächlich Chlorit. Der Kalifeldspat dürfte seinen  $K^+$ -Gehalt aus einer grösseren Menge von Biotit, aber auch aus Tonmineralien erhalten haben. Jedenfalls musste im Gestein ein beträchtlicher Überschuss von  $K^+$  vorhanden gewesen sein, um ausser Muskowit auch Kalifeldspat bilden zu können. Aufgrund des idiomorphen Quarzes, der Einsperrlingringe aufweist und einen vulkanogenen Charakter besitzt, des Chlorits von grosser Menge, der vielen an  $K^+$ -reichen Minerale des Gesteins, aufgrund der Struktur und der Farbe des Gesteins, die von der der Umgebung ganz und gar abweicht, muss eine vulkanische Einwirkung auch dann angenommen werden, wenn der Charakter und die Menge der vulkanischen Materialanteile infolge der Metamorphose heute nicht mehr rekonstruiert werden kann.

e) *Dickgeschichteter, gelber kristalliner Kalkstein*. Der dichte, grobkristalline, meistens gelbe, seltener weisse oder rosa Kalkstein, der sich aus dem Serizitlinsen enthaltenden bzw. tuffigen (?) Kalkstein entwickelt, ist eine der am besten aufgeschlossenen Bildungen des S-lichen Kalksteinzuges. Ausser den bereits erwähnten, auch den Übergang aufgeschlossenen Steinbrüchen von Szendrő und Abod ist er im E-lichen Teil des Tales, das den Irnak-Berg von Szendrő-lád von S abgrenzt, im Marmorbruch des Kecskés-Berges, an der N-Seite des Hügels, der SE-lich vom Kecskés-Berg gelegen ist, im Steinbruch des Bük-Berges (Abb. 12 und 13), im Kakaskőer

Steinbruch an der W-Seite des Bódva und N-lich von hier dem Mészégető-Tal hin in einigen kleineren Aufschlüssen anzutreffen. Sowohl am Bük-Berg wie auch am Kakaskő ist das Gestein tektonisch stark in Anspruch genommen worden, Quetschungszone von 2–3 m Mächtigkeit sind häufig in ihm. Entlang dieser Zonen ist das zerbrochene Gestein stark ankeritisiert und limonitisiert. Am Kakaskő ist auch der rötlichbraune-lilarötliche zersetzte Kalksteintypus häufig anzutreffen, worüber die bankige, manchmal aber ungeschichtete Abart des gelben Kalksteins lagert.

Am Bük-Berg wurden im Laufe der Erkundung des kristallinen Kalksteins entlang eines NW – SE-lich verlaufenden Profils drei Bohrungen abgeteuft. Die Bohrung Szendrőlád Nr. 1, die im NW-lichen Teil des Berges (im Steinbruch) abgeteuft wurde, schloss zwischen 0,5 und 100 m mit zwei stark brekziösen, limonitisierten Verwerfungszone die Abwechslung vom gelben dickgeschichteten Kalkstein und vom gelb-grauen blätterigen Kalkstein (s. weiter unten) auf.

Von den geologischen Grundbohrungen durchquerte die 1967 abgeteuft Grundbohrung Lak (L.) Nr. 1 nach dem Erreichen des Grundgebirges in 547,1–578,0 m Tiefe einen gelben, bräunlichgelben, stark limonitisierten, sideritisierten Kalkstein und blieb darin stehen. Die perspektivische Erkundungsbohrung auf Kohle Damak (D.) Nr. 1 (1957) erreichte die Bildungen des Grundgebirges in einer Tiefe von 412,10 m. Von hier bis 437,10 m wurde ein weisser-hellgrauer Kalkstein angetroffen, der in seinem höheren Teil Serizitschiefer-Einlagerungen enthalten hat. Infolge der nachträglich erfolgten starken Dolomitisierung ist eine Identifizierung dieser Schichtreihe mit den Bildungen der Oberfläche unsicher, es ist jedoch anzunehmen, dass die Bohrung diese Bildungsgruppe aufgeschlossen hat.

Zwischen die Schichten des gelben Kalksteins lagert in einer Gesamtmächtigkeit von 4–5 m am Kecskés-Berg ein sehr reiner schneeweisser Marmor, der aus 1–4 mm grossen Kalzitkristallen besteht und eher als dünngeschichtet bezeichnet werden kann (Abb. 14). Er ist eine Bildung biogenen Charakters mit sehr vielen organogenen Trümmersmaterial und mit Faunaelementen von guter Erhaltung. Am häufigsten sind unter diesen die elliptisch deformierten Stiel- und Armglieder-Querschnitte von *Crinoideen*, ausser denen kommen darin auch *Tabulaten*-Reste vor.

f) Hellgelber und grauer blätteriger Kalkstein. Der gelbe dickgeschichtete Kalkstein wird im Steinbruch am Kecskés-Berg, in den Ausbissen, die N-lich vom Kakaskő gelegen sind sowie an der N-Seite des SE-lich vom Kecskés-Berg gelegenen Hügels von einem 10–15 m mächtigen, gelben blätterigen Kalkstein abgelöst, der weiter nach oben hin mit einem hellgrauen Kalkstein wechsellagert.

Am Bük-Berg hat ausser der Bohrung Szl. Nr. 1 auch die am SE-lichen Teil des Berges angesetzte Bohrung Szl. Nr. 3/a zwischen 10,70 und 50,0 m die abwechselnde Schichtreihe vom gelben und grauen blätterigen Kalkstein und vom dunkelgrauen Kalkstein (s. weiter oben) durchquert.

Im SW-lichen Vorraum des Gebirges, in der Umgebung von Edelény, ist ein bedeutender Teil der Erkundungsbohrungen der helvetischen Braunkohle, die das Grundgebirge erreichten, im hellgelben und grauen Kalkstein oder im darüber lagernden dunkelgrauen Kalkstein oder aber – seltener – im Tonschiefer stehen geblieben.

g) Dunkelgrauer-schwarzer blätteriger Kalkstein sowie kalkiger (stellenweise graphitischer) Tonschiefer, Aleurolit- und Sandsteinschiefer. Das unter f) behandelte Schichtglied geht zuerst in einen 15–20 m mächtigen dunkelgrauen, blätterigen Kalkstein hinüber, wonach eine Abwechslung dieses Kalksteins mit serizitischen Schiefern folgt. Zum Schluss kommen die Ton-, Aleurolit- und Sandsteinschiefer zum Vorherrschen.

Der dunkelgraue blätterige Kalkstein wurde ausser der Bohrung Szl. 3/a auch durch die Bohrung Szl. Nr. 2 aufgeschlossen. Diese Bohrung durchquerte zwischen 9,40 und 30,60 m, wahrscheinlich in einer Verwerfungszone, einen grauen Sandstein mit einem kalkigen Bindematerial und in der Tiefe von 30,60–50,30 m einen mal helleren, mal dunkleren grauen kalkigen Tonschiefer und einen dunkelgrauen blätterigen Kalkstein. Diese klastische Schichtserie ist am Bük-Berg zwar nicht aufgeschlossen, aber die aus der Bohrung Szl. Nr. 2 bekannten tonigen-klastischen Schichten bilden zusammen mit dem dunkelgrauen blätterigen Kalkstein und dem graphitischen Tonschiefer (Abb. 15) über dem gelben geschichteten und blätterigen Kalkstein etwa 300 m N-lich vom Steinbruch am Kakaskő den N-lichen Flügel eines sanften kleinen Domes.

#### C) Lithologische Einheiten des nördlichen Kalksteingebietes sowie des Gordonyos-Felsens und des Mészégető-Tales

Der Rakacaer Marmor ist im N-lichen Ausbildungsgebiet entschieden mächtiger entwickelt als im S-lichen Gebiet. Infolge dessen sind die dem tuffigen Kalkstein des S-lichen Gebietes ähnlichen Schichten im mittleren Teil der hellen Rakacaer Marmorschichtgruppe zu beobachten. Die Bildungen, die im N-lichen Gebiet den hellen Rakacaer Marmor überlagern, sind abwechslungsreicher entwickelt und schwerer zu verfolgen als im S-lichen Gebiet.

*h)* Abwechslung von serizithaltigem Kalkstein und Rakacaer Marmor. Die oberste Schichtreihe des hellen Rakacaer Marmors, der mit dem serizithaltigen Kalkstein wechsellagert, wurde in den Einschnitten der Chaussee von Rakacaszend aufgeschlossen. Diese Bildungen sind S-lich von Rakacaszend im NW–SE-lichen Abschnitt der Chaussee zu sehen. Die Erkundungsbohrung auf Dekorationsstein durchquerte zwischen 21,0 und 40,50 m die abwechselnden Schichten vom serizithaltigen Kalkstein und hellen Rakacaer Marmor.

*i)* Ton-, Aleurolit-, Sandsteinschiefer und blätteriger Kalkstein. Die unter *h)* behandelten Bildungen werden von einem immer dunkler werdenden Kalkstein mit abnehmender Mächtigkeit und mit verschwommenen Streifen überlagert, der unter allmählichem Ausbleiben der Kalksteinschichten in einen Kalkschiefer und in die Abwechslung von kalkigem Ton-, Aleurolit- und feinkörnigem Sandsteinschiefer hinübergeht. Diese vollständige Schichtreihe ist nur in einem Aufschluss, und zwar S-lich des alten Steinbruchs von Rakacaszend im N–S-lichen Abschnitt der Chaussee (Abb. 16) zu sehen. Die Erkundungsbohrung auf Dekorationsstein Rakacaszend Nr. 3 hat oberhalb der Bildungsgruppe *h)* zwischen 3,0 und 7,5 m einen dunkelgrauen undeutlich gestreiften Kalkstein und in der Teufe 7,5–21,0 m einen dunkelgrauen sehr schwach gelbgestreiften grobkristallinen Kalkstein durchquert.

Die Dekorationsstein-Erkundungsbohrung Rakacaszend Nr. 2 hat unter dem roten Ton mit Tonschiefertrümmer in 11,0–50,0 m einen gelblichbraunen, ausgelaugten, in seinem tieferen Abschnitt dunkelgrauen, stellenweise schwach graphitischen feinsandigen Sandstein- und Aleurolitschiefereinlagerungen enthaltenden kalkigen Tonschiefer aufgeschlossen. Diese Bohrung wurde in der Zone vom Tonschiefer und feinen Trümmer, die im N-lichen Teil des Gebirges von Rakaca bis Meszes klar verfolgt werden kann, angesetzt. Die W-liche Fortsetzung der Schieferzone ist nicht mehr in einer solchen Masse zusammenhängend. Sie ist NE-lich von Meszes, etwa 100 m SE-lich vom Steinbruch des Kis-Somos-Berges und von hier an gegen Szendrő nur noch in einigen kleineren Aufschlüssen in einer Lage zwischen dem hellen und dem dunklen Rakacaer Marmor anzutreffen.

*j)* Dunkelgrauer, blätteriger und gestreifter Kalkstein. Im oberen Teil der Schieferschichten von der vorherigen Bildungsgruppe sind die Zwischenlagerungen vom dunkelgrauen blätterigen Kalkstein, manchmal kann aber zurückkehrend auch ein gelbgestreifter, dünn geschichteter grauer Kalkstein beobachtet werden.

Die Dekorationsstein-Erkundungsbohrung Rakacaszend Nr. 5 durchquerte in der Teufe von 17,5–48,5 m diesen Kalksteintypus und ausserdem noch die dünner geschichteten Abarten des dunkelgrauen, feinkristallinen Kalksteins und des hellen Rakacaer Marmors.

#### 1) Das jüngste Schichtglied

*k)* Grauer, dickgeschichteter crinoideenführender Kalkstein und dunkler Rakacaer Marmor. Diese beiden Kalksteintypen sind sowohl im N-lichen wie auch im S-lichen Gebiet anzutreffen. Im S-lichen Gebiet ist der graue crinoideenführende Kalkstein häufiger, während im N-lichen Teil der dunkle Rakacaer Marmor vorherrscht.

Der *graue, crinoideenführende Kalkstein* ist in erster Linie im W-lichen Teil des Gebirges – am Gordonyos-Felsen (Abb. 17) und im Mészégető-Tal – aufgeschlossen, jedoch kann er auch im N-lichen Kalksteinzug, im Steinbruch am Kis-Somos-Berg angetroffen werden. Im E-lichen Teil des Gebirges im E-lichen Steinbruch der Steinbruch-Reihe, die W-lich von Irota vorhanden ist, überlagert er einen phyllitartigen Ton- und Aleurolitschiefer, während über ihn ein in einen graphitischen Tonschiefer eingeschlossener crinoideen- und tabulatenführender Kalkstein vorkommt.

Der *dunkle Rakacaer Marmor* – der sich vom vorher erwähnten Typus nur darin unterscheidet, dass er etwas gröber kristalliner ist und eine Streifung von einigen mm bis 2 cm aufweist – ist hauptsächlich im N-lichen Teil des Gebirges häufig. Anzutreffen ist er aber auch im Mészégető-Tal, wo er, zusammen mit dem grauen crinoideenführenden Kalkstein das Liegende vom crinoideen-tabulatenführenden Kalkstein bildet (Abb. 18).

Die Erkundungsbohrung auf Dekorationsstein Rakacaszend Nr. 5 durchquerte zwischen 13,5 und 17,5 m einen dunkelgrauen, dickgeschichteten grobkristallinen Kalkstein. Die Bohrung Rakacaszend Nr. 4 bohrte bis zur Sohle den mit dem dunkelgrauen crinoideenführenden Kalkstein wechsellagernden Rakacaer Marmor durch.

### 3. Die Schichtgruppe des crinoideen-tabulaten führenden Kalksteins

Diese Schichtgruppe weist im S-lichen Kalksteinzug eine grössere Verbreitung auf, während sie im N-lichen Teil nur aus einigen Aufschlüssen sowie aus den im Vorraum des Gebirges abgeteufte Bohrungen bekannt ist. Die Identifizierung der Vorkommen im N-lichen und S-lichen Gebirgsteil

erfolgte aufgrund des Lagerungstypus und der vollkommenen lithologischen Übereinstimmung, da uns bis jetzt aus dem N-lichen Teil keine Korallen bekannt sind.

Im N-lichen Kalksteinzug befindet sich der beste Aufschluss vom älteren Teil dieser Schichtgruppe im Steinbruch am Kis-Somos-Berg, wo eine Wechsellagerung des dunkelgrauen, kristallinen crinoideenführenden Kalksteins und des dünn geschichteten dunkelgrauen Kalksteins und danach das Vorherrschen des letzteren beobachtet werden kann. Eine ähnliche Ausbildung wurde am N-lichen Teil des Nagy-Somos-Berges im Hangenden des alten Steinbruches von Rakacaszend sowie im grossen Rakacaer Steinbruch festgestellt.

Von den Dekorationsstein-Erkundungsbohrungen schlossen die von der Ortschaft Meszes 1,3 km bzw. 1,5 km NNE-lich entfernt liegenden Meszes Nr. 1 und Meszes Nr. 2 die Abwechslung des dunkelgrauen Rakacaer Marmors und des schwarzen, crinoideenführenden dünn geschichteten Kalksteins auf. Die für die Erforschung der tektonischen Verhältnisse im N-lichen Vorraum des Gebirges abgeteufte Bohrung Nr. 4/2 (Tb. Nr. 2) hat diese mit serizithaltigem Kalkschiefer und Tonschiefer wechsellagernde Serie dieses dünn geschichteten, mikrokristallinen Kalksteins in der Teufe 221,40 – 400,40 m durchquert, und zwar wahrscheinlich fast in der ganzen Mächtigkeit hindurch. Die Tiefbohrung Szendrő Nr. 20 (etwa 2 km W-lich vom Kis-Somos-Berg im NW-lichen Vorraum des Gebirges) durchquerte zwischen 92,0 m und 134,70 m eine Schichtreihe, die identisch mit der in der Tiefbohrung Rsz. 4/2 ist; zwischen 134,70 m und 204,0 m wurden die aus dem N-lichen Zug bekannten hellen und dunklen Rakacaer Marmor eingelagerten Kalkschiefer- und graphitischen-serizitischen Tonschieferschichten und darunter ein hellgrauer, grobkristalliner Kalkstein angetroffen. (Die wirkliche Mächtigkeit der Kalkschiefer-Tonschieferschichten dürfte aufgrund der Fallwinkelwerte von 40°–50° etwa die Hälfte der in der Bohrung durchquerten Dicke erreichen.)

Der zentrale Teil des S-lichen Kalksteinzuges wird von einer Schichtreihe aufgebaut, die aus dem crinoideen-tabulatenführenden Kalkstein-Kalkschiefer, dem kalkigen (manchmal graphitischen) Tonschiefer, untergeordnet dem Aleurolit und dem feinkörnigen Sandsteinschiefer besteht (Abb. 19).

Am Gordonyos-Felsen sowie im NW-lichen Teil des Szőlő-Berges von Abod können die Schichten des dunkelgrauen Kalksteins, der sich in einer tieferen Lage befindet, dicker geschichtet ist und nur wenig klastische Zwischenlagerungen enthält, beobachtet werden. Im W-lichen Teil des Mészégető-Tales setzt sich die fast ausschliesslich aus Kalkstein bestehende Schichtreihe des Gordonyos-Felsens fort. Hier kann festgestellt werden, wie sie sich allmählich aus dem gröber körnigen kristallinen crinoideenführenden Kalkstein (Abb. 20) entwickelt und wie sie nur einige Kalkschiefer-zwischenlagerungen enthält (Abb. 21).

Im N-lichen und im S-lichen Teil des Irnak-Berges herrscht noch der Kalkstein vor, für den mittleren Teil ist aber schon das Gleichgewicht vom dünn geschichteten – blätterigen Kalkstein und kalkigen Ton-Aleurit und vom feinkörnigen Sandsteinschiefer charakteristisch. Diese Schichtserie ist auch in der E-lichen Fortsetzung des Berges, am Nagy-Kőbánya-Berg aufgeschlossen. Die Bildungen, die im Mészégető-Tal aufgeschlossen sind – abgesehen vom W-lichen Teil des Tales – lassen sich mit der Schichtreihe des Irnak-Berges identifizieren. Der mittlere Teil des Tales wird durch eine Schichtreihe mit der Dominanz von Kalkstein, der E-liche Teil durch das Gleichgewicht des Kalksteins und tonig-klastischer Bildungen, manchmal aber durch das Übergewicht der letzteren charakterisiert (Abb. 22 und 23).

Die Bildungen dieser Schichtserie können auch im E-lichen Teil des Gebirges, in der Umgebung von Irota nachgewiesen werden. Von den Steinbrüchen, die sich W-lich von der Ortschaft befinden, schliesst derjenige, der im SE gelegen ist, einen graphitischen und in seinem Hangenden einen dickbankigen crinoideen-tabulatenführenden Kalkstein (Abb. 24) auf. Derselbe Kalkstein – aber ohne Korallen – ist auch im N-lichen Teil des Templom-Hügels von Irota (Abb. 25) anzutreffen. (Diese Bildungen dürften wohl mit der Schichtreihe vom Gordonyos-Felsen identifiziert werden.)

Am Templom-Hügel von Irota sowie in den W-lich der Ortschaft vorhandenen Steinbrüchen ist die Ausbildung einer höheren Lage der Schichtserie (abwechselnd der bräunlichgelbe serizitische Kalkstein, der graue-gräulichbraune Kalkstein und eine Schichtfolge von hellbraunen bräunlichgrauen feinklastischem Material) zu sehen, die mit den Schichten des Irnak-Berges verglichen werden können (Abb. 26, 27 und 28).\*

Aufgrund der Korngrösse und der mineralischen Zusammensetzung lassen sich folgende Bildungen unterscheiden (jedoch selten als reine Typen):

1. Mikrokristalliner und fein-, manchmal mittelkörniger Kalkstein (ohne Zwischenlagerungen vom Kalkschiefer), mit einer abwechselnden Menge von Ton- und klastischem Gehalt (Taf. VII, Fig. 3).

\* Aufgrund der Bestimmungen von S. MIHÁLY (1976) sind aus der Umgebung der Ortschaft Szendrőlad und Irota folgende Tabulaten bekannt: *Chaetetes magnus* LECOMPTE, *Heliolites porosus* (GOLDFUSS), *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY, *F. goldfussi goldfussi* (D'ORBIGNY), *F. goldfussi eifeliensis* (PENECKE), *F. robustus* LECOMPTE, *F. antipertusus* LECOMPTE, *Pachyfavosites polymorphus* (GOLDFUSS), *Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE), *Th. cf. micropora* LECOMPTE, *Gracilopora cf. acuta* ČUDINOVA, *Alveolites fornicatus* SCHLÜTER, *A. minutus* LECOMPTE, *A. taenioformis* SCHLÜTER, *Syringopora eifeliensis* SCHLÜTER, *S. crispa* SCHLÜTER.



2. Mikrokristalliner und feinkörniger Kalkstein, mitunter von einem höheren Serizitgehalt, mit 1–2 mm dicken Einlagerungen vom Kalkschiefer, serizitischen Kalkschiefer und kalkigen Tonschiefer, mit einem abwechselnden Gehalt von Ton und klastischem Material (Taf. VII, Fig. 4).
3. Kalkschiefer mit Linsen, die aus einigen mm grossen mikrokristallinischem Kalzit bestehen (Taf. VII, Fig. 5).
4. Kalkschiefer, mit 1–4 mm dicken Schichten von kalkigem Aleurolitschiefer und feinkörnigem Sandsteinschiefer (Taf. VII, Fig. 6).
5. Kalkiger Tonschiefer und kalkiger, graphitischer Tonschiefer.
6. Kalkiger, manchmal kaum kalkiger Aleurolitschiefer mit 2–3 mm dicken Schichten von Tonschiefer und feinkörnigem Sandsteinschiefer (Taf. VIII, Fig. 1).
7. Kalkiger, mitunter kaum kalkiger, feinkörniger Sandsteinschiefer mit Aleurolitschiefer- und Tonschiefer-Schichten (Tafel VIII, Fig. 2).

#### 4. Obere klastische Schichtgruppe

Im E-lichen Teil des Gebirges, in Irota (Abb. 29), SE-lich davon zwischen Irota und Gadna, im N-lichen Teil der Ortschaft Gadna, im Nagy-Tal von Gadna sowie im den Cigány-Berg vom E her abgrenzenden N–S-lich verlaufenden Tal kann eine Schichtserie beobachtet werden, die aus der Abwechslung von graphitischem Tonschiefer, graphitisch-serizitischem kalkigem Sandsteinschiefer und schwarz- oder grau-gestreiftem Kieselschiefer besteht. Der tiefere Abschnitt dieser Schichtreihe ist stark kalkhaltig, er enthält sogar oft auch Kalksteineinlagerungen. Nach oben hin nimmt der Kalkgehalt ab, obwohl karbonatische Rückschläge auch hier noch häufig sind. S-lich von Irota, zwischen Irota und Szakácsi ist der lilarote-rötlichbraune eisen- und manganhaltige Sandstein und Tonschiefer sowie auch der eisen- und manganhaltige Kieselschiefer häufig. Diese Schichten erlitten, besonders in der Umgebung von Irota, zusammen mit den Kalksteinen auch hydrothermale Zersetzung und Umwandlung. Diese Zersetzung betonte die Umwandlung von epimetamorphem Typus noch deutlicher (Abb. 30).

Die geologische Grundbohrung Alsóvadász (Av.) Nr. 1 durchquerte in der Tiefe von 1034,60–1219,60 m wahrscheinlich den oberen, weniger kalkigen, ja sogar oft kalkfreien Abschnitt dieser Schichtserie.

Die Tiefbohrung Szendrő Nr. 21, die etwa 2,5 km W-lich vom Kis-Somos-Berg angesetzt wurde, schloss zwischen 42,50 und 299,90 m ebenso wie auch die Tiefbohrung Tornabarakony Nr. 1 (im N-lichen Vorraum des Gebirges) etwa 3 km NW-lich von Rakacaszend in der Teufe 371,10–579,40 m eine feinklastische–tonige Schichtreihe von veränderlichem Kalkgehalt auf. In der Tiefbohrung Szendrő Nr. 21 herrscht der Tonschiefer (stellenweise der graphitische Tonschiefer) mit einem veränderlichen Kalkgehalt, oben oft mit Sandstein- und Sandsteinschieferschichten vor; in der Mitte trifft man Kalkschiefer mit serizithaltigem Kalkschiefer, zwischen 226,50 m und 230,20 m mit Einlagerungen vom hellgrauen feinsandigen Aleurolit und geschichteten Kalkstein an. Darunter lagert wieder der Aleurolitschiefer mit einem veränderlichen Kalkgehalt sowie der feinkörnige Sandsteinschiefer. Im oberen Abschnitt der von der Bohrung Tornabarakony Nr. 1 durchquerten Schichtserie sind Tonschiefer (manchmal graphitischer Tonschiefer), Sandstein, Quarzit ungefähr im Gleichgewicht. Der Sohle hin wird die Schichtserie reicher an Kalk, die Mergelschiefer- und Kalkschieferschichten enthalten in 547,0–547,80 m Tiefe auch tonige Kalksteineinlagerungen.

Die Schichtreihe dieser beiden Bohrungen ist fast gänzlich identisch mit der kalkigen, tonigen, feinklastischen Schichtreihe der Aufschlüsse in der Umgebung von Irota bzw. mit denen, die in manchen Tiefbohrungen in der Umgebung von Edelény durchquert wurden. Die klastischen Bildungen sowie die Tonschiefer erscheinen in der karbonatischen Schichtreihe von Irota zuerst als Einlagerungen, danach aber kommen sie zum Vorherrschen.

Da im N-lichen Vorraum des Gebirges die Tiefbohrung Rsz. Nr. 4/2 (Tb. Nr. 2) die jüngste Bildung des N-lichen Kalksteinzuges (die crinoideenführende Kalksteingruppe) aufgeschlossen hat und in der NE-lich davon angesetzte Tiefbohrung Tb. Nr. 1 der Sohle zu eine beträchtliche Kalkanreicherung beobachtet werden kann, ferner da die erwähnte Kalksteinschicht petrographisch eine sehr grosse Ähnlichkeit mit den tonigeren Kalksteinen im höheren Abschnitt der Tiefbohrung Rsz. Nr. 4/2 (Tb. Nr. 2) aufweist, muss angenommen werden, dass die im NW-lichen und N-lichen Vorraum des Gebirges (unter den tertiären Sedimenten und Vulkaniten) aufgeschlossenen, vorherrschend klastischen und tonigen Bildungen mit den entsprechenden Bildungen des SE-lichen Gebietes (Umgebung von Irota) identifiziert werden können.

In der Ablagerungsbildung des Szendrőer Gebirges folgte der Entstehung des Komplexes vom crinoideen-tabulatenführenden Kalkstein die Sedimentation einer klastischen und Tonschieferreihe mit einem allmählich abnehmenden Karbonatgehalt. Vom Gebiete des Gebirges bzw. von seiner bedeckten Fortsetzung ist uns keine jüngere Bildung bekannt. Bezüglich ihres Alters kann aufgrund der ununterbrochenen Sedimentation nur soviel festgestellt werden, dass sie ins obere Mitteldevon oder aber eventuell ins Oberdevon gehört.

Die petrographischen Merkmale, die strukturellen und textuellen Erscheinungen der Schichtgruppe sind denen des zentralen klastischen Schichtkomplexes ähnlich. Ein Unterschied ist jedoch im Grad der Metamorphose vorhanden. Eigentümlicherweise erreichte gerade diese jüngste Schichtgruppe eindeutig das epimetamorphe Stadium. Sowohl die Gesteinstruktur wie auch die mineralische Zusammensetzung weisen eindeutig auf eine Umwandlung durch die Wirkung vom Stress.

Die reinen Gesteinstypen sind in dieser vom Gesichtspunkte der Gesteinstypen sehr abwechslungsreichen Schichtgruppe recht selten. Die dünnen Schichten, die meistens mit Übergängen miteinander verbunden sind, sind von einer inhomogenen Kornzusammensetzung. Die einzelnen Typen lassen sich in Form von Mikroschichten auch in den benachbarten Schichten wiedererkennen.

Unter Berücksichtigung aller dieser Gesichtspunkte können in der Reihenfolge des abnehmenden Karbonatgehaltes folgende Grundtypen unterschieden werden:

1. Mittel- und feinkörniger kristalliner Kalkstein mit einer grossen Menge vom Material klastischen Ursprungs (Taf. IX, Fig. 1).
2. Mittel- und feinkörniger kristalliner Kalkstein-Kalkschiefer mit Linsen von einiger mm Dünne vom kalkigen Tonschiefer und Aleurolitschiefer.
3. Serizitschichtiger Kalkstein.
4. Serizitschichtiger Kalkstein, Kalkschiefer und Aleurolitschiefer mit dünnen Quarzitlinsen (Taf. IX, Fig. 2).
5. Kalkschiefer, kalkiger Tonschiefer (serizithaltiger Kalk- und Tonschiefer mit Mikroschichten) (Taf. IX, Fig. 3).
6. Kalkschiefer — kalkiger Tonschiefer, serizitischer Sandsteinschiefer mit serizitischen Quarzitzwischenlagerungen.
7. Chloritischer, kalkiger Ton- und Aleurolitschiefer — mit serizitischen und chloritischen Sandstein- und Quarzitschiefer-Schichten (Taf. IX, Fig. 4).
8. Kalkiger (graphitischer) Tonschiefer mit Quarzitlinsen (Taf. IX, Fig. 5).
9. Kalkiger, serizitischer Aleurolit- und feinkörniger Sandsteinschiefer mit verschiedenen Typen vom kalkigen Tonschiefer (Taf. IX, Fig. 6 und Taf. X, Fig. 1).
10. Kalkfreier oder kaum kalkiger, chloritischer Ton- und Serizitschiefer (Taf. X, Fig. 3—4).
11. Kalkfreier Sandsteinschiefer (Taf. X, Fig. 2).
12. Sandsteinquarzit und Quarzit (Taf. VIII, Fig. 5—6 und Taf. X, Fig. 5).

Die in der Schichtreihe auszuzeichnenden epimetamorphen Mineralparagenesen sind aufgrund von Dünnschliff- und Röntgen-Untersuchungen wie folgt:

- 1a) Kristalliner Kalzit, Serizit, Quarz (Chlorit).
- b) Kristalliner Kalzit, Muskowit, Quarz (Chlorit, Plagioklas).
- c) Kristalliner Kalzit, Muskowit, Quarz (Chlorit, Amphibol, Kalifeldspat).
- d) Pelitomorpher Kalzit, Muskowit, Quarz (Chlorit).
- e) Siderit, Muskowit, Quarz (Pyrit) (Taf. X, Fig. 6).
- 2a) Quarz, Muskowit, Kaolinit + Chlorit (Paragonit).
- b) Quarz, Muskowit, Vermikulit + Chlorit + Montmorillonit + Illit (Plagioklas).
- c) Quarz, Muskowit, Graphit.
- d) Quarz, Kaolinit, Graphit.
- 3) Quarz.

Von den Mineralien klastischen Ursprungs lassen sich nur wenige korrodierte Quarzkristalle wiedererkennen. Die rekristallisierten Minerale zeigen bereits die Kristallisationsschieferung an. Häufig sind die aus mosaikartig auslöschenden Quarzkörnern bestehenden Linsen, die in einer mit der Schieferung konformen Lage sind. Die Quarzkörner der Sandsteinquarzite und der Quarzite werden blastisch, die Randteile der grossen Körner sind brüchig und rekristallisiert. Die Kalksteine sind kristallinisch, pelitomorpher Kalzit befindet sich nur in den Kalkschiefern, aber auch in diesen sind die Kalzitkristalle von grossen Ausmassen an den Rändern der Quarzitlinsen häufig. Im Vergleich mit dem zentralen klastischen Komplex ist die gemischt-geschichtete Glimmerstruktur seltener, die Menge des Muskowits und Chlorits grösser, der Paragonit häufiger.

## JUNGE DECKBILDUNGEN

Im Gebiete des Szendrőer Gebirges sowie in seiner bedeckten Fortsetzung unterhalb der Erdoberfläche wird die devonische Schichtreihe von miozänen und pliozänen Ablagerungen überlagert.

Die älteste neogene Bildung sind der *burdigalische* Sand, der Sandstein, der pectenführende sandige Aleurolit. Diese sind sowohl im Gebiet des Gebirges wie auch im SE-lichen und N-lichen Vorraum aus den Bohrungen bekannt. Im NW-lichen Vorraum zwischen dem Szendrőer

und dem Rudabányaer Gebirge ist aus den Bohrungen ein unsortiertes Konglomerat mit rotem Ton bekannt, dessen Mächtigkeit auch 200 m erreicht. Es vertritt wahrscheinlich ebenfalls das Burdigal.

Der Ausbildungstypus der helvetischen Bildungen ist problematisch, ihre Verbreitung schwer umzuzeichnen, abgesehen von der braunkohlenflözführenden helvetischen Schichtreihe des Borsoder Beckens im SW-lichen Vorraum des Gebirges. Sicher bekannt ist der helvetische schotterige und tonige Aleurolit aus dem SE-lichen Vorraum des Gebirges, wahrscheinlich helvetisch ist das im S-lichen Vorraum durchquerte Konglomerat mit Kohlenspiuren und Tonschichten sowie der ebenfalls aus Bohrungen des E-lichen Vorraumes bekannte terrestrische, schotterige Ton.

Die tortonischen Bildungen fehlen sowohl im Gebiet des Gebirges wie auch in der nächsten Beckenumgebung, ausgenommen den weiter entfernt liegenden SE-lichen Vorraum, in dem die Tiefbohrung Alsóvadász Nr. 1 in 723,0–867,50 m Teufe über dem bunten Ton etwa in einer Mächtigkeit von 100 m den mittleren Rhyolithuff-Komplex und darüber brackische Schichten aufgeschlossen hat.

Bildungen, die der sarmatischen Stufe angehören, sind im inneren Gebiet des Gebirges in kleineren Flecken anzutreffen. Aus den Bohrungen des SE-lichen und des E-lichen Vorraumes ist eine Rhyolithuffstreifen aufzeigende, sich nach oben hin aussüssende Schichtserie und darüber der oberste Rhyolithuffhorizont bekannt. Im N-lichen Vorraum durchquerten die Bohrungen eine Schichtreihe von Rhyolithuff, tuffigen Ton bzw. tuffitischen Feinklastiten. Die stark abgetragenen Schichten des Gebirges können eher mit der Ausbildung des SE-lichen Vorraumes verglichen werden.

Die Ausbildungstypen der pannonischen Bildungen sowie ihre Verbreitungsverhältnisse sind weder im Gebirge noch im Vorraum völlig geklärt. Das durch eine Fauna bewiesene lakustrische Unterpannon in den Bohrungen des SE-lichen Vorraumes geht in eine terrestrische Ausbildung hinüber. Die faunaleeren Schichten des E-lichen Vorraumes sind auch aus dem N-lichen Vorraum bekannt, hier wird es aber von durch Pollen bestätigtem Oberpannon überlagert. Im unmittelbaren N-lichen Vorraum ist bereits die lignitführende Schichtreihe des Oberpannons vom NW-lichen Vorraum bekannt. Im inneren Gebiet des Gebirges wird das Pannon durch die von der Abtragung zurückgebliebenen Reste von Ton, Sand und Schotter vertreten.

Während des Pleistozäns bildeten sich im Zusammenhange mit der endgültigen Aushebung des Gebirges gleichzeitig Terrassenschotter, Lehm und roter Ton.

## ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE DER MATERIALUNTERSUCHUNG DER DEVONISCHEN BILDUNGEN

Die Schichtreihe des zentralen klastischen Komplexes und des N-lichen Kalksteinzuges vom Gebirge wird aufgrund der Profile der grösseren Aufschlüsse in der Beilage IV, die des S-lichen Kalksteinzuges in der Beilage V dargestellt.

Neben den vereinfachten Schichtkolonnen werden noch der  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt der Bildungen, das  $\text{CaO}:\text{MgO}\%$  sowie die Menge des in HCl unlöslichen Restes angeführt.

Die klastischen und tonigen Einlagerungen der *Übergangsschichtgruppe*, die sich aus dem kalkfreien oder kaum kalkigen Komplex entwickelt, sind kalkig, der  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt der Kalksteine beträgt 70–80, manchmal sogar auch 90%; die Menge des in HCl unlöslichen Restes ist 9,5–17%, in Ausnahmefällen weniger als 9,5%. Das  $\text{CaO}:\text{MgO}$  beträgt durchschnittlich 50:0,5%, in den von der Oberfläche entnommenen Proben des dolomitisierten Kalksteins 40,20 : 9,6%, in der Tiefbohrung Rsz. Nr. 3 47,90 : 3,30%, bzw. es wechselt zwischen den extremen Werten 30,95 : 15,45%.

Für die *Rakacaer Marmorschichtgruppe* sind die reinen Kalksteine sowie die stark kalkigen aber nur eine untergeordnete Rolle spielenden Zwischenlagerungen charakteristisch. Der  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt des hellen Rakacaer Marmors erreicht 94–99% (durchschnittlich 98%); sein in HCl unlöslicher Rest 0,16–2,5%, das Verhältnis  $\text{CaO}:\text{MgO}$  durchschnittlich 55 : 0,30%. Einen ähnlich hohen  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt weist auch der gelbe, dickgeschichtete Kalkstein der S-lichen Kalksteinfazies ( $\text{CaCO}_3$ -Gehalt: 94,99%;  $\text{CaO}:\text{MgO}$ -Verhältnis 52 : 0,75–53 : 0,25%; in HCl unlöslicher Rest: 2,2–2,5%) auf, ferner der dunkle Rakacaer Marmor ( $\text{CaCO}_3$ -Gehalt: 94–97%;  $\text{CaO}:\text{MgO}$ -Verhältnis: 53,37 : 0,7%, in HCl unlöslicher Rest 2,8%) sowie der graue, dickgeschichtete crinoideenführende Kalkstein ( $\text{CaCO}_3$ -Gehalt: 93–96%;  $\text{CaO}:\text{MgO}$ -Verhältnis: 52,5 : 0,25%; in HCl unlöslicher Rest 2–3%).

Der Kalksteingehalt der klastischen und tonigen Einlagerungen der crinoideen – tabulatenführenden Kalkstein-Schichtgruppe nimmt nach dem Hangenden zu allmählich ab, die extremen Werte des  $\text{CaCO}_3$ -Gehaltes der Kalksteine wechseln zwischen 85% und 95%, die des Verhältnisses  $\text{CaO}:\text{MgO}$  zwischen 42,9 : 0,2% und 54,09 : 0,7%, die des in HCl unlöslichen Restes zwischen 1,5% und 6%.

In den Kalksteinen der oberen klastischen Schichtgruppe beträgt der  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt 72–92%, das  $\text{CaO} : \text{MgO}$ -Verhältnis: 50,88 : 0,30–42,2 : 0,4%, der in  $\text{HCl}$  unlösliche Rest erhöht sich nach dem höheren Teil der Schichtgruppe hin bereits auf 7–18%. Die tiefer liegenden feinklastischen und tonigen Schichten der Schichtgruppe sind in verschiedenem Masse kalkhaltig, die höher gelegenen sind entweder kaum kalkig oder kalkfrei.

Die Tabellen 3, 4 und 5 enthalten die Angaben der Spektralanalyse von den Bildungen des Gebirges, von den älteren zu den jüngeren Bildungen hin. Die Auswertung der spektralanalytischen Angaben konnte nur nach den einzelnen Bildungstypen erfolgen. Infolgedessen sind die Abweichungen von den Durchschnittswerten innerhalb der einzelnen Typen auffallender.

Tabelle 3 fasst die spektralanalytischen Angaben der Ton- und Aleurolitschiefer zusammen. Der Ti-Gehalt der typischen Tonschiefer beträgt 2500–6000 ppm (in der Mehrheit der Fälle wechselt der zwischen 4000 und 6000 ppm), der der Aleurolitschiefer 1000–2500 ppm (erreicht nur selten den Wert von 4000 ppm). Der Ti-Gehalt in den Bildungen des zentralen klastischen Komplexes steht eher der unteren, während der der oberen klastischen Schichtgruppe der oberen Grenze näher. In den Ton- und Aleurolitschiefern ist in einer bedeutenderen Menge auch Mn, Sr und Ba vorhanden. Eine charakteristische Änderung von Mn kann nicht nachgewiesen werden (durchschnittlich 160–1600 ppm). Die Menge vom Sr nimmt in den Ton- und Aleurolitschiefern im Gegensatz zum durchschnittlichen Wert von 40–250 ppm, bis 1000 ppm zu; der Ba-Wert nimmt mit der Zunahme der Menge des klastischen Materials zu, jedoch nicht charakteristisch. Sein Durchschnittswert ändert sich zwischen 100 ppm und 600 ppm (in den Tonschiefern zwischen 100 ppm und 250 ppm).

Das Spektralbild der kalkigen Aleurolit- und Tonschiefer aus der Umgebung von Irota weicht von dem der gleichaltrigen Bildungen des Gebirges ab. In der Umgebung von Irota ist unabhängig von der ursprünglichen Zusammensetzung die starke Verkieselung und die Zersetzung von hydrothermalen (kieseligem-eisenhaltigem) Typus charakteristisch. Die charakteristisch von Quarzadern und Linsen durchsetzten, roten, mitunter fast weiss ausgelaugten Tonschiefer (die nur selten in dem ursprünglichen schwarzen Ton anzutreffen sind), enthalten vielen, würfelförmigen Pyrit. Abgesehen vom Ti, dessen Menge vorherrschend 6000 ppm beträgt, erreicht der Durchschnittswert von Mn in den verkieselten, kalkigen Ton- und Aleurolitschiefern 1000–6000 ppm (maximal 10 000 ppm). Auch der Ba-Wert ist hoch; abweichend vom Durchschnittswert erreicht er 1000 ppm. (In den gleichaltrigen Bildungen aus der Umgebung von Gadna ist das Maximum viel kleiner).

Durch den verhältnismässig hohen Fe–Mn–Ba-Gehalt und die verhältnismässig geringe geographische Entfernung würde sich eine Analogie mit den Rudabányaer Verhältnissen von sich selbst ergeben, jedoch ermöglicht der Stand unserer heutigen Kenntnisse diese Behauptung nicht. Man kann nur soviel feststellen, dass der obere klastische Komplex (sowohl in der Umgebung von Szendrő-lád wie auch in der von Irota, ferner auch in der Tiefbohrung Alsóvadász Nr. 1) vermutlich von einer hydrothermalen, metasomatischen Einwirkung getroffen worden ist.

Tabelle 4 macht uns mit den spektralanalytischen Werten der Sandsteine und Quarzite bekannt. Im Verhältnis zu den Tonschiefern und den Aleuroliten ist natürlich der Ti-Gehalt der Sandsteine niedriger: etwa 600–2500 ppm (in den mikrogeschichteten Tonschiefer-Abarten manchmal 4000 ppm), der Mn-Gehalt ist dagegen höher, durchschnittlich beträgt er 400–600 ppm, aber auch der Wert von 1000–2500 ppm ist nicht selten. Der Ba-Wert erreicht durchschnittlich 160–600 ppm, meistens beträgt er 250–400 ppm, manchmal aber erreicht er auch 1000 ppm. Der Sr-Wert ist dem der Tonschiefer ähnlich, in den kalkigen Abarten höher, hier kann er auch 1000 ppm erreichen, durchschnittlich beträgt er 250–600 ppm.

Für die Quarzite ist – unabhängig von ihrer Lage in der Schichtreihe – eine sehr kleine Menge der Spurenelemente charakteristisch. Der Ti-Gehalt beträgt 160–400 ppm, der Mn-Gehalt 25–100 ppm (mit Ausnahme der Umgebung von Irota, wo er 250–600 ppm, in einer Probe sogar 2500 ppm aufweist), der Sr-Gehalt 600 ppm, der Ba-Gehalt zeigt ein Maximum von 160 ppm, im allgemeinen ist er aber bedeutend geringer. Die übrigen Elemente befinden sich gerade noch an der Grenze der Nachweisbarkeit oder aber sie sind darunter. Auch die Werte der Spektralanalyse beweisen den metamorphen Ursprung der Quarzite, im Gegensatz zu der Annahme, dass sie auf hydrothermale Wege entstanden sind.

Tabelle 5 enthält die spektralanalytischen Werte von den Kalksteinen des Gebirges. Der Spurenelementen-Gehalt der Kalksteine verändert sich im Verhältnis zu ihrem Gehalt an klastischem Material. Der Ti-Gehalt ist im Durchschnitt 160–400 ppm, im Falle eines hohen Gehaltes an klastischem Material 600–1600 ppm; einen extremen Wert weist der mit dem Tonschiefer der Übergangsschichtgruppe abwechselnde gepresste Kalkstein auf, worin er 4000 ppm erreicht. Der Mn-Wert beträgt durchschnittlich 40–250 ppm, in der Tiefbohrung Szendrő Nr. 20 sogar 4000 ppm. An Spurenelementen ist die Rakacaer Marmorschichtgruppe am ärmsten, die die reinsten Kalksteintypen enthält [auch der tuffhaltige (?) Kalkstein mit Serizitlinsen zeigt keinen hervorstechenden Wert]. Ausser Sr und Ba ist die Menge der Spurenelemente in der Nähe der Grenze der Nachweisbarkeit. In den Kalksteinen der Rakacaer Marmorschichtgruppe, die fast völlig frei vom klastischen

Material sind, erreicht der Mittelwert von Sr 10–1600 ppm und im Marmor von Kecs-kés-Berg 10 000 ppm. (Im letzteren Fall dürfte es angenommen werden, dass der so hohe Sr-Wert der ursprünglichen aragonitischen Schalen der Fossilien entstammt.) Im Verhältnis zum ganzen Gebirge zeigen auch die crinoideen-tabulatenführenden Kalksteine einen hohen Sr-Gehalt, obwohl sie auch am klastischen Material reich sind. So kann eventuell angenommen werden, dass auch die Kalksteine der Rakacaer Marmorschichtgruppe umkristallisierte Faunaelemente von kleinen Massen enthalten. Andererseits kann es festgestellt werden, dass in den Kalksteinen die Zunahme vom Sr eine Verminderung des Ba-Gehaltes mit sich bringt, dass das Verhältnis Sr : Ba sich in der Rakacaer Marmorschichtgruppe zwischen 1000 : 250 und 1600 : 160 ppm wechselt und in den klastischen Kalksteinen bei einer Zunahme des klastischen Materials von 1000 : 160 ppm auf 600 : 250 ppm, 600 : 400 ppm, ja sogar auf 400 : 600 ppm und 60 : 400 ppm ändert. Aufgrund dieser Werte ist es anzunehmen, dass der Sr-Wert von 1000–1600 ppm des Rakacaer Marmorkomplexes ein Resultat des Fehlens vom klastischen Material ist, welcher Umstand für diese Schichtgruppe charakteristisch ist.

Die Tabelle 6 und 7 geben uns die mineralogisch-petrographischen sowie die strukturellen Merkmale der das Gebirge aufbauenden Gesteine, von den älteren zu den jüngeren hin, bekannt. Die Grundlage für die in diesen Tabellen angeführten Charakteristiken ergaben in erster Linie die Dünnschliff- und Röntgenuntersuchungen, die dann mit den im Feld zu gewinnenden Beobachtungen strukturellen Eigenschaften der Gesteine ergänzt wurden. Betreffs der Anzahl der Mineralarten erscheinen die altpaläozoischen Bildungen des Szendrőer Gebirges ärmlich. In den klastischen und tonigen Gesteinen bildet fast ausnahmslos der Quarz das vorherrschende Mineral. In den Tabellen wird als Quarz I derjenige in einer Richtung weiter gewachsene, „bartige“, korrodierte Quarz bezeichnet, der von einem unverkennbar klastischen Ursprung ist und eine wellige Auslöschung aufweist. Als Quarz II wird der epigenetisch-epimetamorphe, rekristallisierte Quarz bezeichnet, der immer kleinere oder grössere Gruppen oder Linsen bildet und durch eine mosaikartige Auslöschung charakterisiert werden kann. Als Quarz III wird der blastische Quarz mit zerbrochenen Körnerändern, der sich eventuell schon wieder regeneriert und die als völlig metamorphisiert zu betrachtenden Quarzite aufbaut, angeführt. Zum Quarz gesellt sich fast immer Muskowit (allfällig Serizit), seltener Chlorit und in den mehr metamorphisierten Gesteinen Paragonit. Charakteristisch ist das vollkommene Fehlen vom klastischen Biotit. Als akzessorische Gemengteile kommen Plagioklas und Kalifeldspat vor, ganz selten Amphibol. Von den Tonmineralien ist der Kaolinit am häufigsten, der Montmorillonit seltener. Die gemischt-geschichteten Silikate (Kaolinit + Chlorit, Vermikulit + Illit, Illit + Montmorillonit, Vermikulit + Montmorillonit und Vermikulit + Chlorit + Montmorillonit + Illit) sind in erster Linie für den zentralen Schichtkomplex charakteristisch. Ausserdem enthält ein Teil der Gesteine ein wenig limonitisierten Pyrit und vollkommen serizitisierten Feldspat klastischen Ursprungs. Der Umwandlungsgrad des organischen Materials ist verschiedentlich, der Anthrazit kommt häufiger und in einer grösseren Menge als der Graphit vor. Das  $\text{CaCO}_3$ -Bindematerial der kalkigen Abarten verwandelte sich in den meisten Fällen in den gut kristallisierten Kalzit, während das ursprünglich kalkschlammige Grundmaterial der pelitischen-feinklastischen Gesteine mikrokristallinisch, hier und da mit einem grösseren Kalzitkristall, geworden ist.

Vom Gesichtspunkte des Kristallisationsgrades aus sind die Kalksteine voneinander recht abweichend. Der Kristallisationsgrad wird ausser dem Charakter des anfänglichen  $\text{CaCO}_3$ -Materials durch die Menge des klastischen Materials, ferner durch die tektonische Inanspruchnahme bestimmt. (Als Kalzit I wird derjenige Kalzit bezeichnet, dessen Orientation mit der des klastischen Quarzits identisch, der eindeutig sedimentogen-diagenetisch und merkbar nicht durchkristallisiert ist, als Kalzit II derjenige, der durch dynamische Einwirkung Zwillinge aufweist, jedoch noch scharfe Körneränder besitzt und als Kalzit III die grossen Kalzite mit undeutlichen Körnerkontakten, die in den sich in Marmor umwandelnden Kalksteinen vorkommen.)

Der Dolomit spielt nur in den dolomitisierten Kalksteinen eine grössere Rolle und dem Siderit kommt nur im SE-lichen Gebirgsteil eine Bedeutung zu. Fast sämtliche Kalksteine enthalten Muskowit (Serizit), seltener Chlorit, als akzessorische Gemengteile Plagioklas, Kalifeldspat und Amphibol. Von den Tonmineralien ist der Kaolinit am häufigsten. Auch der Hämatit bzw. Goethit + Hämatit ist häufig, sowie der fast in allen Abarten vorhandene, stark limonitisierte Pyrit.

Die Grenze zwischen den epigenetischen und epimetamorphen Mineralien wird in den Tabellen mit einer gestrichelten Linie angegeben, womit darauf hingedeutet werden soll, dass alle von diesen (vielleicht mit Ausnahme des Paragonits) sowohl im epigenetischen Zustand wie auch unter den Verhältnissen der Epimetamorphose zustande kommen können. Bei der Beurteilung des Umwandlungsgrades spielt die Quantität von diesen Mineralien die ausschlaggebende Rolle. Von diesem Gesichtspunkte aus ist die Beurteilung der Gesteine tonigen und klastischen Ursprungs, die aus verhältnismässig mehreren Komponenten aufgebaut sind und auf die tektonischen Inanspruchnahmen mehr reagieren, leichter. Die Umwandlung der Kalksteine kann allein aufgrund des Kristallisationsgrades nicht beurteilt werden; ihre Umwandlung wird durch die Merkmale der ursprünglichen

Schichtung, den Gehalt an klastischem Material, ja sogar die Texturelemente organischen Ursprungs, die die plastischen Spannungen auch längere Zeit hindurch konservieren können, beeinflusst.

Für die tonigen Gesteine des Gebirges ist es eindeutig charakteristisch, dass die *Kristallisations-schieferung* mit der Schieferung, die parallel mit der ursprünglichen Schichtung erfolgte, einen Winkel bildet. Die stärkeren, aber selteneren und steileren Ebenen der Kristallisationsschieferung sind auch in den Aleuroliten zu erkennen, zusammen mit den verhältnismässig starken Spuren der mit der Schichtung parallelen Schieferung. Die Sandsteine sind meistens nur zusammengepresst, in den Abarten mit mehr Bindematerial kann — verhältnismässig selten — auch die Bruch-Clivage erkannt werden. Die Kalksteine sind ausnahmslos kristallinisch, diejenigen, die mehr klastisches Material enthalten, sind gepresst. Die Mineralorientation der reinen Kalksteine kommt nur wenig zum Ausdruck; im helleren Rakacaer Marmor ist eine Umkristallisierung in der Querrichtung zu sehen; die am Kecskés-Berg aufgeschlossene Bildung, die aus reinem  $\text{CaCO}_3$  besteht, ist ein Marmor, in dem die Minerale vollkommen unorientiert gelegen sind. Aufgrund der mineralischen Zusammensetzung und der Merkmale der Gesteinsstruktur *haben die altpaläozoischen Bildungen des Gebirges in ihrer Ganzheit das epimetamorphe Stadium nicht erreicht. Im Sinne von N. W. LOGWINENKO\* sind die Gesteine in das tiefere Stadium einzureihen, d. h. als Grenzbildungen der Epigenese und der epizonalen Metamorphose zu betrachten.* Innerhalb dieses Bereiches repräsentieren sie die tiefere Zone. *Im Gebiet des NW-lichen und des SE-lichen Gebirgsrandes erreichen die Gesteine in der intensiv mitgenommenen Stauungszone, abweichend vom sonstigen ganzen Gebiet des Gebirges den epimetamorphen Umwandlungsgrad, ihre Umwandlung weist aber einen Stress-Typus auf.* Die Menge der klastischen Bestandteile im zentralen klastischen Komplex des Gebirges sowie in den klastisch-tonigen Einlagerungen des Kalksteinkomplexes ist im Verhältnis zu den epigenetisch-epimetamorphischen gross, häufig kommen die gemischt-schichtigen Silikate vor, seltener sind die konformen Inkorporationsstrukturen, während in der oberen klastischen Schichtgruppe der Gebirgsränder kaum noch mehrschichtiger Glimmer vorkommt, die Menge der klastischen mineralischen Relikte gering ist, der Paragonit im allgemeinen verbreitet vorkommt und häufig die konformen Strukturen, in erster Linie in Form von Quarz, seltener in der von Kalzitlinsen, sind.

## TEKTONISCHE FORMEN

### UND GESTEINSSTRUKTURELLE ERSCHEINUNGEN

Die altpaläozoischen Bildungen des Gebirges bilden eine in NW-licher Richtung aufgestaute Antiklinale, deren Teilfalten, entsprechend dem petrographischen Aufbau, von abwechslungsreicher Erscheinung sind.

Die Falten II. Ordnung des zentralen klastischen Komplexes (den Antiklinalen im zentralen Teil des Zuges schliessen sich in NW-licher Richtung zwei synklinale Faltungsformen an) lassen sich, mitunter mit Unterbrechungen, entlang des Zuges mit den maximalen Flügelentfernungen von 1–1,5 km verfolgen. Dem zentralen Komplex schliesst sich sowohl der N-liche als auch der S-liche Kalksteinzug durch einen ansteigenden Flügel an, die im S-lichen Teil nach S hin von einer Synklinale und dann am S-lichen Gebirgsrand wieder von einer Antiklinale abgelöst wird. Im N-lichen Zug lässt sich die Faltung — infolge des Übergewichtes des dickbankigen Kalksteins — schwer verfolgen. Es kann jedoch die Stelle des Faltenkernes vom Rakacaer Marmor ausgezeichnet werden. Der NW-liche Flügel der Faltung ist entlang des Bruches abgesunken. Die Faltungsformen dritter Ordnung, die die Falten von grösseren Ausmassen komplizierter gestalten, sind im zentralen Teil stärker, im S-lichen Teil, — dessen Aufbau vom petrographischen Gesichtspunkte aus abwechslungsreicher ist — weniger stark entwickelt. Der Fall der Bildungen in den drei Zügen wird in Abb. 31, der Fall ihrer messbaren Brüche in Abb. 32 dargestellt.

Die Streichrichtung der Falten *des zentralen klastischen Komplexes* ist im mittleren Teil des Zuges ENE–WSW-lich, die Falten sind im grossen und ganzen parallel miteinander, während im E-lichen Teil des Zuges (als ein Antiklinalkern) die Streichrichtung sich verändert, schlägt sie sich

\* N. W. LOGWINENKO (1967) unterscheidet zwischen der Diagenese und der Epimetamorphose das Stadium der Katagenese (die anfängliche Umwandlung des Ablagerungsgesteines) und das der Metagenese. Die Metagenese, die eine Umwandlung vom tieferen Niveau und Grade der sedimentären Gesteine bedeutet, führt zur Bildung von *metamorphisierten* Gesteinen hinüber. Dieses Stadium weist ganz bestimmte mineralische Paragenesen auf. In die tiefere Zone dieses Stadiums dürften wohl die Bildungen des Szendrőer Gebirges bis auf den höheren klastischen Randkomplex eingereiht werden. Dieser Umwandlungsgrad ist im Sinne von N. W. LOGWINENKO für die Zwischenpartien (nur sehr selten auf den zentralen Teil) der gefalteten Gebiete charakteristisch. Die Temperatur, die für die Umwandlung angenommen werden kann, beträgt 2000 °C, der Druck ist vom Stress-Typus und recht gross, er dürfte einen Wert um 2500 atm. erreichen.



in eine eher E–W-liche um. Die Biegung der Falten ist isoklinal, die Achsenebene der Falten weist eine SE-liche Fallrichtung auf. Die steilen Faltenflügel der Faltungen zweiter Ordnung werden durch kleinere, unterbrochene, manchmal sich kettenartig aneinander anschliessende akzessorische Falten komplizierter gemacht. Die Längsachsen von diesen erreicht 30–100 m, ihre messbaren maximalen Flügelentfernungen betragen 10–30 m.

Der zentrale, vorherrschend aus Sandstein (und auch aus Quarzit) bestehende mittlere Teil des Zuges wird durch einen sehr sanft einfallenden, kaum gebogenen Formenkomplex charakterisiert.

Wegen ihrer häufigen Umkipfung entlang der Brüche sind ihre Fallwerte in den meisten Fällen unsicher. Im zentralen Teil wird der Faltungsmechanismus durch Quarzit und Sandstein-Quarzitlinsen angedeutet, die in einer Streichrichtung angeordnet sind, welche mit der Achse der allgemeinen Faltung parallel ist.

Die Bildungen, die in der Synklinale zweiter Ordnung des zentralen klastischen Komplexes anzutreffen sind, weisen – infolge eines abwechslungsreichen lithologischen Aufbaues – viel kompliziertere Kleinstrukturen auf.

Die strukturellen Formen dritter Ordnung, die hauptsächlich vom feiner gekörnten Sandstein und vom Aleurolitschiefer aufgebaut werden, sind in schwach gebogene asymmetrische Falten gefaltet, in den Flügeln sind die Schichtmächtigkeiten fast immer gleichmässig, der First der Falten schwach gebogen. Die Achsenebene der Falten fällt nach SE ein. Die Falten der feinklastischen, sich mit Tonschiefer abwechselnden Gesteine sind asymmetrisch, die Achsenebene liegt flacher, sie fällt nach SE ein. Die Achsenebene der sich im Tonschiefer ausgebildeten Falten (soweit diese Richtung infolge der Kompliziertheit der Falten von dritter-vierter Ordnung oder der Mikrofaltung überhaupt erkannt werden kann) kann nach SE, NW, E oder auch nach W einfallen, in vielen Fällen liegt sie sogar horizontal. Häufig sind Risse zu sehen, die parallel mit den Achsenebenen der liegenden oder fast liegenden Mikrofaltungen verlaufen, ferner Verschleppungen sowie dünne (2–5 cm) Quarzadern und Linsen, die ebenfalls parallel mit der Achsenebene der Falten liegen.

Die in den stratigraphisch höheren Teilen des zentralen klastischen Komplexes häufigen Kalksteineinlagerungen werden in der feinklastischen und tonigen Umgebung boudinageartig ausgewälzt. Die spröderen Kalksteinschichten dagegen sind – ohne eine linsenförmige Auswälzung – in Blöcke zerrissen worden. Die Falten der Schichtgruppe mit Kalksteineinlagerungen sind – wegen der Verdünnung der Tonschiefer und der tonigen Aleurolitschiefer – durch die ungleiche Mächtigkeit der Flügel charakterisiert.

Sowohl der klastische Komplex als auch die tonigen und feinklastischen Einlagerungen der Kalksteinkomplexe reagierten auf die starke Stresseinwirkung bedeutend mehr als die Kalksteine und erhielten eine charakteristische metamorphisierte Gesteinsstruktur. In den tonigen und feinklastischen Bildungen von den beiden Komplexen sind die Schieferungsflächen charakteristisch, die mit der ursprünglichen Schichtung einen Winkel bilden und im grossen und ganzen parallel mit der Achsenebene der Faltung ablaufen. In den Ton- und Aleurolitschiefern bildete sich eine basale (Kristallisations-) Clivage aus, entlang deren das Gestein oft lamellenartig zerfällt.

In den gröberen Aleuroliten und Sandsteinen kann eine Bruch-Clivage beobachtet werden. Während aber die basale Clivage innerhalb einer ganzen Falte – soweit das Gesteinsmaterial homogen ist – immer parallel mit der Achsenebene der Faltung abläuft, setzt die Bruch-Clivage nicht einmal in der kleineren Faltungsform alle Sandstein- und Aleurolitschichten durch. Sie kann sich auf einzelne Schichten beschränken und auch im Falle einer geringeren Veränderung des Gesteinsmaterials ihre Richtung von einer Schicht bis zur anderen verändern.

Entlang der Absorderungsflächen sind häufig Serizit und limonitische Serizithäutchen vorhanden.

In den Tonschiefern sowie in den Sandsteinen, die auch ursprünglich nur ein wenig Bindematerial enthielten, sind manchmal schon mit freiem Auge stylolithische Nähte wahrzunehmen, die infolge der unter dem Druck entstandenen Lösung und der danach erfolgten Rekristallisation entstanden sind. In den meisten Fällen werden sie durch limonitische Verfärbung auffällender gemacht.

Die offenen Spalten des zentralen Schichtkomplexes sind nur in manchen dicker geschichteten Sandsteinen häufig. In den tonigen und feinklastischen Gesteinen spielen die Spalten nur eine untergeordnete Rolle. Sie treten entlang der Flächen der mit den Schichtflächen parallel verlaufenden Schieferung sowie der der Kristallisationsschieferung auf. In den verkieselten Abarten sind die Spaltungen häufiger.

In den karbonatfreien Schichten des Komplexes sind häufig schneeweisse, einige mm breite Quarzadern zu sehen, seltener – im Falle einer nachträglichen Materialzufuhr – auch Kalzitadern. Kalzitische Spaltausfüllungen sind selten, sie sind eher nur in den Kalksteinen und in den härteren Kalkschiefern zu beobachten (und auch hier meistens mit Quarzadern zusammen).

Der *S-liche Kalksteinzug* zeigt vom Gesichtspunkte seiner Struktur aus einen Übergangscharakter zwischen dem stark gefalteten zentralen Komplex und dem kaum erkennbar gefalteten N-lichen

Kalksteinzug. Im Verhältnis zum N-lichen Zug lassen sich hier die tektonischen Formen durch grössere Gebiete verfolgen und infolge der günstigeren Aufschlussverhältnisse auch klarer deuten.

Verglichen mit dem N-lichen Zug sind die Bildungen, die den S-lichen Zug aufbauen, petrographisch abwechslungsreicher, die Gesteine sind dünner geschichtet. Dieser Umstand hat es ermöglicht, dass im Gebiet der S-lichen Synklinale zweiter Ordnung, die sich dem zentralen antiklinalen Kern anschliesst, oberhalb der sanft gebogenen Liegendbildung (weisser und gelber dickgeschichteter, bankiger Kalkstein) schwach entwickelte Faltungselemente entstanden sind. Im N-lichen Teil des Zuges schliesst sich der ältere, dickgeschichtete Kalkstein (zusammen mit den serizitischen, chloritischen Kalkschiefer-Einlagerungen, die eine untergeordnete Rolle spielen) mit einer SE-lichen Fallrichtung ( $30-40^\circ$  Fallwinkel) dem zentralen Zug an. Der im allgemeinen dicker geschichtete Kalkstein, der den Gordonyos-Felsen aufbaut und verhältnismässig nur wenig tonige und feinklastische Einlagerungen führt, schliesst sich ebenfalls mit einer SE-lichen Fallrichtung, ohne Formenelemente dritter Ordnung dem kristallinen Kalkstein an. Weiter nach S hin, im N-lichen Teil des Irnak-Berges kann ebenfalls noch eine SE-liche Fallrichtung beobachtet werden. Im mittleren Teil des Irnak-Berges dreht sich die Fallrichtung allmählich, sodass sie im S-lichen Teil bereits eine NNW-liche Richtung zeigt. Auch im S-lichen Teil des Kosár-Hügels, der am W-lichen Ufer des Bódva liegt, sind ähnliche Verhältnisse zu beobachten. Die Bildungen, die den Irnak-Berg sowie den Kosár-Hügel aufbauen, sind sehr abwechslungsreich entwickelt. Diese Heterogenität am Gesteinsmaterial (da die jüngeren Bildungen des S-lichen Kalksteinzuges in der Synklinale der Schichtgruppe des kompetenten Kalksteines liegen) konnte nicht zu einer so intensiven Faltung führen wie im mittleren Zug.

Die Kalksteine sind in Blöcke zerrissen, die einzelnen Blöcke wurden voneinander verschleppt, die dünner geschichteten Abarten wurden linsenförmig ausgewälzt und liegen in den Tonschiefern und in den feinklastischen Bildungen. Die ganze Masse der crinoideen-tabulatenführenden und der oberen klastischen Schichtgruppe ist stark schieferig geworden, die Kalksteine sind zusammengepresst; die starke Kristallisationsschieferung der Ton- und Aleurolitschiefer rief Schieferungsebenen hervor, die überwiegend nach SE einfallen.

Entlang des sich hebenden S-lichen Synklinallflügels des S-lichen Kalksteinzuges treten die dicker geschichteten, manchmal ungeschichteten hellgelben Kalksteinabarten der Rakacaer Marmorschichtgruppe wieder ans Tageslicht. Im N-lichen Teil des von E-W-lichen Bruchlinien gehobenen Blockes des vom Irnak-Berg S-lich gelegenen Kecskés-Berges ist ein steiles nach NW gerichtetes Fallen zu beobachten, am Bük-Berg, am Kakaskő-Hügel und weiter nach S bis zu der Umgebung von Edelény herrschen die N-lichen und die NW-lichen Fallrichtungen vor.

Die Struktur des *N-lichen Kalksteinzuges* kann nur schwerer geklärt werden, weil die sich selbständig bewegenden tektonischen Einheiten, die aus den die Rakacaer Marmorschichtgruppe überlagernden jüngeren paläozoischen Schichtgruppen aufgebaut sind, im Verhältnis zur Bewegung des Gebirgskernes zurückgeblieben sind. Nach dem Pannon erhoben sie sich nur in einzelnen Teilen, sodass ihre Untersuchung an der Oberfläche nur in einer geringeren Masse möglich ist. Die Struktur des ganzen Gebirges kann aber auch so noch gedeutet werden, weil die Bohrungen vom Gebirgsrand nach N hin solche immer jünger werdende Schichtserien, die mit den Aufschlüssen an der Oberfläche der im S und W gelegenen Gebieten identifiziert werden konnten, durchquerten, während die Formen der kleinen Strukturen nur weniger klar ausgewertet werden konnten.

Im N-lichen Kalksteinzug ist der helle Rakacaer Marmor die dickste und am besten aufgeschlossene Bildung, in der die plastische Deformation nur schwache Biegungsformen hervorgerufen hat. Die blätterigen Kalksteineinlagerungen sowie die im Verhältnis zur Ganzheit des Komplexes nur dünnen tonschieferigen-feinklastischen Einlagerungen (im Liegenden des dolomitisierten Kalksteins und zwischen dem hellen und dem dunklen Glied der Rakacaer Marmorschichtgruppe) haben sich im Laufe des Faltungsvorganges nicht selbständig gemacht. Sie zeigen höchstens in ihren Mikroformen die den Komplex getroffenen Kräftewirkungen an, spielen aber in der Herausbildung der Randverwerfungen des Gebirges eine wesentliche Rolle. Die in den Kalkstein eingeschlossenen feinklastischen und tonigen Schichten reagierten auf die Wirkung der Faltung mit einer Differenzierung in ihrer Mächtigkeit sowie mit Verschleppung. Diese Deformation wurde dann durch die Schuppenbildung und das Zerreißen in Blöcke, die infolge der Faltungsstruktur entstanden, ausgeprägter gemacht. Diese Schichten, die an der Oberfläche in mehreren Hundert Metern lang verfolgt werden können, hören manchmal plötzlich auf, bleiben von der Schichtserie aus und ihre einstige Lage wird nur durch die brekziösen Streifen, die mit dem Tonschiefer zusammengeknetet sind, angezeigt. Die Kristallisationsschieferung ist in den tonigen Bildungen des N-lichen Kalksteinzuges bedeutend schwächer als im klastischen Komplex und im S-lichen Kalksteinzug, da die kompetenten dicken Kalksteinschichten die auf sie wirkende Belastung nur in einer kleineren Masse übergaben. Die dünner geschichteten gepressten Kalksteine (hauptsächlich in der Übergangsschichtgruppe) erhielten eine Boudinage-Struktur, wenn sie aber den dicker geschichteten kristallinen Kalksteinen zwischenlagert sind, dann reagierten sie auf den gerichteten Druck mit Aufspaltung und Bruch entlang der

Schichtflächen. Der dicker geschichtete und bankige Kalkstein reagierte auf den gerichteten Druck mit der Umkristallisierung und der schwachen Differenzierung in der Mächtigkeit. Im N-lichen Zug ist die einzige ausgesprochene Faltungsform im NE-lichen Teil des Vár-Berges von Szendrő zu sehen. Ihre Entstehung wurde durch die grössere Plastizität des serizitlinsenhaltigen Kalksteins mit einem hohen Pelitgehalt ermöglicht. Die Wölbung wurde von einer NNE–SSW-lich streichenden, fast vertikalen Verwerfungsebene aufgeschlossen. Der Faltenkern wird vom hellgrauen Rakacaer Marmor gebildet, der am N-lichen Faltenflügel von den 25/40° einfallenden, verdünnten Schichten des serizitlinsenhaltigen Kalksteins überlagert wurde, worüber wiederum ein gelber, serizitisch-chloritischer Kalkstein folgt. Der S-liche Faltenflügel ist nur teilweise erhalten geblieben, er ist entlang einer Verwerfung abgebrochen. Die Achsenebene der Falte fällt nach SSE unter 75° ein.

In der Umgebung von Rakacaszend sind einige sanfte Faltungsformen auch im Rakacaer Marmor zu sehen. Abb. 33 zeigt die im neuen Steinbruch von Rakacaszend aufgeschlossene kleine Antiklinale und Abb. 34 ebenda den stark zerbrochenen Kalkstein.

## GEOLOGISCHE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE

Die altpaläozoischen Bildungen, die das Szendrőer Gebirge aufbauen, sind in einem Sedimentationszyklus entstanden. Ihr Liegendes ist uns nicht bekannt. Als älteste Bildung des Gebirges werden die grobkörnigen Sandsteine des klastischen Komplexes betrachtet. Unter der Verfeinerung der Korngrösse und der Abwechslung der immer häufiger werdenden tonigen und kalkigen Ablagerungen ging die reine klastische Sedimentbildung in eine Ablagerungsbildung vom klastischen und chemischen Typus über.

Das Intrakonglomerat, das in den zwischen den klastischen und Kalksteinkomplexen befindlichen Übergangsbildungen konkordant liegt, zeigt nicht den Beginn eines neuen Sedimentationszyklus an. Man braucht nur eine sanfte Hebung anzunehmen, wodurch die Oberfläche der Ablagerungsbildung mehr gegliedert wurde, infolgedessen konnte die Verteilung der jüngeren Bildungen schwach asymmetrisch werden.

Nach der Bildung der Übergangsschichtgruppe hat sich der Sedimentationsraum wieder ausgeglichen und es begann die Bildung einer aus reinen Kalksteinen bestehenden Schichtserie, die des „Rakacaer Marmors“. Im Laufe der Ablagerung dieser Bildung erfolgte eine neuerliche Faziesverschiebung, sodass während im N-lichen Gebiet auch weiterhin die Bildung der Ablagerung vom Rakacaer Marmor vor sich ging, kamen im S-lichen Gebiet davon abweichende Kalksteintypen zur Ablagerung. Die jüngeren Glieder der Rakacaer Marmorschichtgruppe bestehen bereits in beiden Gebieten aus sich schnell abwechselnden, jedoch miteinander parallelisierbaren, unter ähnlichen Entstehungsbedingungen entstandenen Gesteinen. Der Kalkstein, der die Schichtgruppe abschliesst, ist in beiden Gebieten identisch.

Danach ging im Gebiete des ganzen Sedimentationsraumes eine chemisch-biogene Ablagerungsbildung vor sich mit einer sich wiederholenden schwachen Zufuhr vom klastischen Material. Obwohl *Tabulaten* nur in den Kalksteinen des S-lichen Zuges vorkommen, müssen die crinoideen-tabulatenführenden Kalksteinschichtgruppen des S-lichen Zuges und die crinoideenführende Kalksteinschichtgruppe des N-lichen Zuges aufgrund der lithologischen Identität der beiden Schichtgruppen und der Häufigkeit der *Crinoideen*-Reste als gleichaltrig betrachtet werden. Diese Ablagerungsbildung vom chemisch-biogenen Typus wurde von einer Ablagerungsbildung chemisch-klastischen Charakters abgelöst.

Obwohl das Alter der abschliessenden klastischen Schichtgruppe faunistisch nicht belegt werden kann, kann es angenommen werden, dass es den oberen Teil des Mitteldevons und das Oberdevon vertritt.

Die devonische Schichtreihe des Szendrőer Gebirges ist nach unseren bisherigen Kenntnissen vom klastischem Ursprung, sie wird von kalkfreien Bildungen abgeschlossen. Vom Devon an bis zum Miozän sind uns Angaben über eine Sedimentationsbildung im Gebiete des Gebirges nicht bekannt. So kann also angenommen werden, dass das Gebiet des Gebirges während dieser Zeit zu mehreren Malen und langdauernd ein Festland war. Diese scheinbar lückenlosen Produkte des alten Ablagerungszyklus konnten aber nur in dem Fall erhalten geblieben sein, wenn zumindest während eines Teiles vom Karbon — ja sogar auch in der Trias — im Gebiete auch weiterhin eine Ablagerungsbildung vor sich ging.

Die paläogeographischen Verhältnisse der devonischen Bildungen des Szendrőer Gebirges lassen sich nur schwer rekonstruieren. Die geographisch am nächsten liegende devonische Ausbildung befindet sich in der tektonischen Zone der W-lichen Inner-Karpaten, in der Gömörer tektonischen Einheit. Diese ist die Rakovec-Serie. Die Bildungen der Rakovec-Serie, auch wenn man ihr devoni-

sches Alter annimmt, weisen keine Verwandtschaft mit der Schichtserie des Szendrőer Gebirges auf. Sie unterscheiden sich von den Bildungen des Szendrőer Gebirges in erster Linie dadurch, dass unter ihnen keine karbonatischen Gesteine vorkommen, dagegen aber in grosser Menge magmatische Bildungen vorhanden sind. Die Verwandtschaft in der Sedimentbildung könnte nicht einmal in dem Fall bewiesen werden, wenn als Vergleichsgrundlage nur der zentrale klastische Komplex des Szendrőer Gebirges herangezogen wäre, weil auch in diesem die magmatischen Gesteine fehlen.

Die Verbindung der devonischen Bildungen des Szendrőer Gebirges muss vom Gesichtspunkte der Sedimentationsbildung aus in der Richtung der devonischen Ausbildungen in den Ost-Alpen gesucht werden, obwohl die Schichtserie weder in ihrer Gesamtheit noch in den einzelnen Schichtgruppen mit irgend einer der alpinen devonischen Ausbildungen restlos identifiziert werden kann. Betrachtet man aber die zeitlichen Veränderungen der Typen von der Sedimentationsbildung, so ist die Verwandtschaft mit dem Grazer Devon am meisten auffallend. Die crinoideen-tabulatenführende Schichtgruppe des Szendrőer Gebirges ist mit der mitteldevonischen Ausbildung im Burgenland verwandt, aber die genaue stratigraphische Lage dieser vereinzelt stehenden devonischen Schollen sowie ihre Beziehungen nur wenig bekannt sind. Das Liegende der drei devonischen Grazer Infrazonien — ähnlich dem des Szendrőer Gebirges — wird von einem Schieferkomplex gebildet, bei uns fehlen aber (oder sind nicht aufgeschlossen) die Basisvulkanite, die im Liegenden der Kalksteinfazies erscheinen. Vom Gesichtspunkte der karbonischen Ausbildung kann die Szendrőer Schichtserie mit dem basalen Glied der Hochlantsch-Fazies (mikritischer Kalkstein, Mergelschiefer, Abwechslung von Dolomit und Sandstein mit spilithischen, diabasischen Schichten) verglichen werden. In einigen Merkmalen steht sie auch der Tonschiefer-Infrazonien nahe.

## DIE STRUKTUR DES GEBIRGES

Das Szendrőer Gebirge stellt das gehobene NE-liche Glied eines annähernd NE–SW-lich streichenden paläozoischen Streifens dar. Es bildet zusammen mit dem von ihm in SW-licher Richtung liegenden (und gleichaltrigen, allfällig karbonischen) Upponyer Gebirge, mit dem es durch eine aus dem Grunde des Borsoder Braunkohlenbeckens bekannte und in einem verschiedenen Masse gehobene Schollenreihe verbunden ist, einen zusammenhängenden paläozoischen Rücken. Die altpaläozoische Ausbildung vom „Szendrőer Typus“ wird vom Rudabányaer Gebirge entlang einer NE–SW-lich verlaufenden tektonischen Zone abgegrenzt. Entlang dieser tektonischen Zone ist die triadische Schichtreihe des Rudabányaer Gebirges zum Teil über das Szendrőer Paläozoikum geschoben. Eine Fortsetzung dieser Zone in NE-licher Richtung vom Rudabányaer Gebirge dürfte wohl angenommen werden. Bis jetzt dürfte man die Verbreitung des devonischen Grundgebirges vom Szendrőer Typus bis in die geographische Höhe von Tornabarakony als bewiesen annehmen. Nach E hin zieht sich das Grundgebirge, ebenfalls entlang von NE–SW-lichen Brüchen, bis zum tektonischen Graben der Hernád-Linie, wo es nach den Ergebnissen der seismischen Messungen in eine Tiefe von 2–3000 m hinuntersackt. Die Anwesenheit des Grundgebirges kann auch im Liegenden des vulkanischen Komplexes vom Tokajer Gebirge (im W-lichen Teil des Gebirges) sowie im Untergrund der Szerencser Hügellandschaft vermutet werden. Seine S-liche Grenze wird von der E–W-lich ablaufenden Miskolczer Bruchlinie gebildet. Die in der Nähe dieses Bruches abgeteufte Bohrung Alsóvadász Nr. 1 erreichte vermutlich in ihrer tiefsten Lage (1034,5 m) die Ausbildung vom Szendrőer Typus. Nach S hin sinkt das Gebirge in mehrere Blöcke aufgespaltet in die Tiefe ab und in diesem Vorgang spielen die E–W-lichen und NNE–SSW-lichen Brüche ungefähr eine gleich grosse Rolle.

Die Struktur des hochgehobenen Gebirgskernes scheint eine solche dreigeteilte Monoklinale zu sein, in der sich dem zentralen klastischen Teil zwei Kalksteinzüge anschliessen, der eine im N, der andere im S. Die Grenze der Komplexe im Verhältnis zur Ganzheit des Gebirges ist nicht von tektonischer Natur, nur anlässlich der Stauung des Gebirges bildete sich — infolge der unterschiedlichen Kompetenz der Schichtkomplexe — entlang der S-lichen Grenzlinie des Zuges eine Störungszone und an der N-lichen Grenzlinie eine Schuppung. Diese letztere trifft aber sowohl den klastischen wie auch den Kalksteinkomplex an.

Aufgrund der Parallelisierungsmöglichkeit bzw. der symmetrischen Lage der als identisch betrachteten geologischen Bildungen des N-lichen und des S-lichen Gebietes kann es als bewiesen betrachtet werden, dass die monoklinale Struktur des Gebirges eine in NW-licher Richtung aufgestaute Antiklinalstruktur in sich birgt. Der Kern der Antiklinale sowie der S-liche (SE-liche) Flügel sind an der Oberfläche in einer grösseren Verbreitung bekannt, während sich der grössere Teil des N-lichen Flügels im Pleistozän nicht mehr ausgehoben, sondern den Grund der N-lichen Hügellandschaft gebildet hat.

Die devonische Schichtserie von Szendrő scheint aufgrund ihrer tektonischen Struktur und des niedrigen Grades der Umwandlung ihrer Bildungen keinen eugeosynklinalen Ursprung zu haben. Es ist wahrscheinlicher, dass sie zwischen devonischen Geosynklinalen der Alpen und dem Seichtmeer der Russischen Tafel zur Ablagerung gelangte, ähnlich dem Übergangstypus der mittel- und oberkarbonischen Ausbildung des Bükkgebirges.

In der tektonischen Entwicklung des Gebirges können folgende Abschnitte unterschieden werden:

1. Die Auffaltung der devonischen Schichtreihe ist wahrscheinlich die Folge der sudetischen Orogenphase.
2. Das Alter der Umwandlung schwachen Grades von den Gesteinen kann nicht genau festgestellt werden. Wahrscheinlich hängt es mit einer jüngeren varistischen Phase zusammen, aber auch der Einfluss einer alten alpidischen Phase kann nicht von vornherein abgelehnt werden.
3. Die endgültige Erhebung des altpaläozoischen Streifens ist entweder mit den jungkimmerischen oder den austriischen Bewegungen in Verbindung zu bringen; zur Zeit der Auffaltung der Bildungen des Bükk Ablagerungsraumes spielte er bereits die Rolle einer Einheit, die starr und ausgehoben war und die Bükk Faltung passive beeinflusste.
4. Die nach NW gerichtete Stauung der altpaläozoischen Bildungen, das Zustandekommen der monoklinalen Struktur, die dadurch erfolgte neuerliche Faltung, Aufschuppung und Querschlieferung sind wahrscheinlich mit den savischen Bewegungen zu verknüpfen. Im Laufe dieser Phase wurde das Szendrőer Gebirge nach NW hin, an die ausgehobene Masse des Rudabányaer Gebirges hingepresst, ja sogar teilweise darüber aufgeschuppt. Im N-lichen Teil des Gebirges sind die inkompetenten Schichten des zentralen klastischen Komplexes auf die Übergangsschichtgruppe und diese wiederum auf die Bildungen der Rakacaer Marmorschichtgruppe entlang nach SE einfallender Aufschuppungsebenen geschuppt. Diese strukturelle Gestaltung dürfte ebensowohl durch die Aushebung des „Bükk Streifens“ im Paläogen als auch durch die Überschiebung des triadischen Zuges von Rudabánya hervorgerufen worden sein.
5. Die sich am N-lichen und W-lichen Gebirgsrand ausgestaltete gestörte Schuppenzone ist am Anfang des Miozäns grabenartig eingesunken. In der auf diese Weise entstandenen Senkung bildete sich im Laufe des Burdigals eine grobklastische Schichtserie aus, die mitunter auch eine Mächtigkeit von 200 m erreicht. Der heutige S-liche und SE-liche Gebirgsrand ist in einem stärkeren Masse, der heutige Gebirgskern dagegen in einem schwächeren Masse gesunken. Zur Zeit des Burdigals muss eine veränderliche Tiefe des Streifens bei einer einheitlichen Bedeckung vom Wasser angenommen werden.
6. Im Laufe des Helvets bildete der heutige Gebirgskern sowie das E-liche und N-liche Vorland des Gebirges ein Festland. Im heutigen S-lichen Teil nach dem Inneren des Gebirges zu sind die ufernahen Bildungen bis zur Linie Szendrőlád–Abod bekannt. — Im Torton waren sowohl das Gebirge als auch seine ganze heutige Beckenumgebung in einer gehobenen Lage. In die terrestrische Periode des Torton gehört auch die Bildung des mittleren Rhyolithuffs. Als eine Wirkung der steirischen orogenetischen Phase kann auch die in NW–SE-licher (also der savischen Bewegung entgegengesetzten) Richtung erfolgte Überschiebung des SE-lichen Randes vom Rudabányaer Gebirge auf die Szendrőer paläozoische Schichtserie betrachtet werden. Die Bohrung Rb. Nr. 463 durchquerte unter den ladinischen Schiefern eine untermiozäne, darunter wieder eine ladinische und dann eine paläozoische Schichtserie (vermutlich den oberen klastischen Komplex). Zur Zeit des Sarmats muss sich der Gebirgskern in einer ausgehobenen Lage befunden haben, seine heutige Beckenumgebung und der S-liche Teil des Gebirges waren zeitweise vom Wasser bedeckt. So fiel der oberste Rhyolithuff in der Beckenumgebung teilweise ins Wasser, im Gebirgsinneren aber auf das Festland.
7. Im Pannon begannen die Teile des altpaläozoischen Streifens differenziert zu sinken.
8. Die endgültige Erhebung des Gebirgskernes erfolgte entlang der sich erneuerten Brüche des Gebirgsrandes im Laufe des Pleistozäns.

Die Bruchrichtungen des Gebirges bilden mit den N–S-lichen bzw. E–W-lichen Streichrichtungen einen Winkel von 10–25° (also sie sind nach NNE–SSW-lich bzw. NNW–SSE-lich, ferner ENE–WSW-lich, bzw. WNW–ESE-lich gerichtet). Die Streichrichtungen laufen parallel mit dem Streichrichtungen der Falten des Gebirges ab oder aber sie stehen rechteckig zu diesen Richtungen. Sie sind als konservative Formen anzusehen, die das erste Mal vermutlich im Laufe der Auffaltung der altpaläozoischen Bildungen aufgetreten sind und sich dann des öfteren erneuerten. Das Alter der Brüche kann, in Betracht des Fehlens von Deckschichten, nicht festgestellt werden.

Entlang von Brüchen, die mit den N–S-lichen bzw. E–W-lichen Randverwerfungen parallel abliefern, erfolgten im Inneren des Gebirges verhältnismässig nur geringe vertikale Bewegungen.

W-lich vom W-lichen Gebirgsrand beträgt das Mass der entlang der N–S-lichen Brüche erfolgten Bewegungen 50–200 m, während nach E hin entlang von Brüchen das Grundgebirge stufenweise in eine Tiefe von 2–3000 m abgesackt ist. Das Mass der vertikalen Bewegungen, die entlang der E–W-lichen Brüche vor sich gegangen sind, war sowohl im N-lichen als auch im S-lichen Vorraum bedeutend. Nach S hin gelangte das Grundgebirge infolge der entlang der beiden Hauptbruchlinien erfolgten Bewegungen in eine Tiefe von 1000 m. Nach N hin erreichte die Tiefbohrung Tornabarakony Nr. 1 (etwa 1 km S-lich vom Aufbiss der Trias von Rudabánya) das paläozoische Grundgebirge in einer Tiefe von 371,0 m.

Aufgrund der abweichenden Ausbildungsmerkmale und der Mächtigkeit der jungtertiären Bildungen ist es anzunehmen, dass im Laufe des Neogens die von diesen beiden Bruchlinien abgegrenzten Blöcke sich ungleichmässig gesenkt und gehoben haben, der heutige Gebirgskern aber nie in solchem Masse gesunken ist, wie die übrigen Teile des altpaläozoischen Streifens, die heute den Grund der Hügellandschaft von Cserehát darstellen.

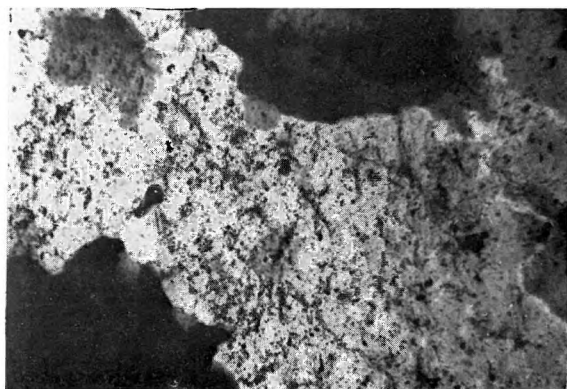
## **TÁBLÁK – TAFELN**



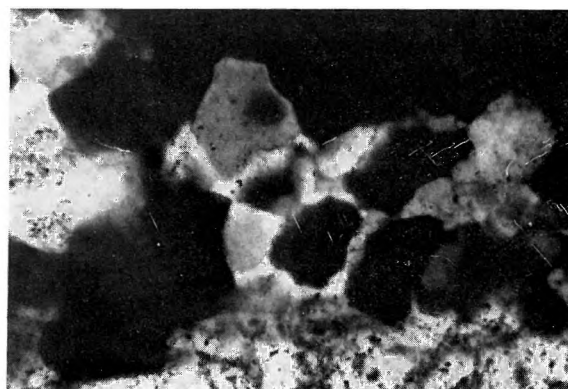
**I. TÁBLA — TAFEL I**

Központi törmelékes összlet  
Zentraler klastischer Komplex

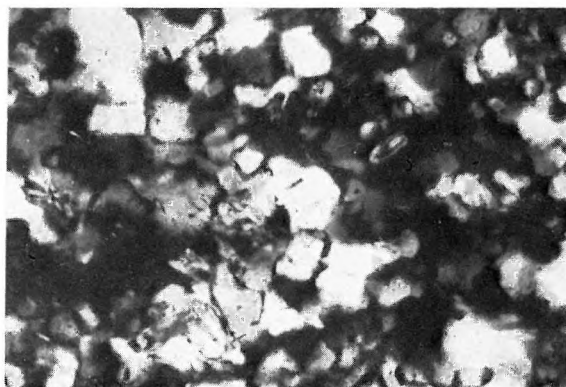
1. Kvarcit. — Quarzit. 63×, +N  
Galvács
2. Kvarcit, kataklázos szemcseperemmel. — Quarzit mit einem kataklaschem Körnerrand. 40×, +N  
Galvács
3. Homokkőkvareit. — Sandsteinquarzit. 40×, +N  
Királykút-pusztá
4. Aleurolitpala. — Aleurolitschiefer. 63×, +N  
Köves-hegy
5. Szericites homokkő. — Serizitischer Sandstein. 63×, +N  
Köves-hegy
6. Finomszemcsés szericites homokkőpala. — Feinkörniger serizitischer Sandsteinschiefer. 40×, +N  
Tátra-hegy



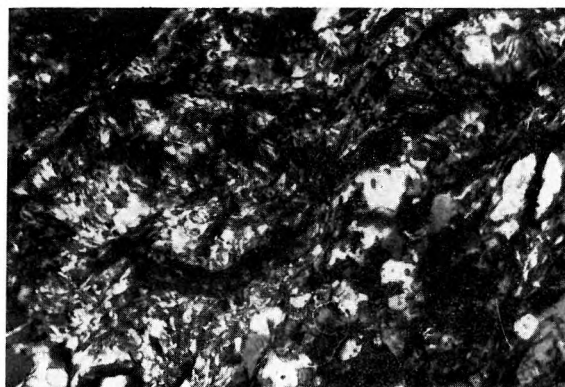
1



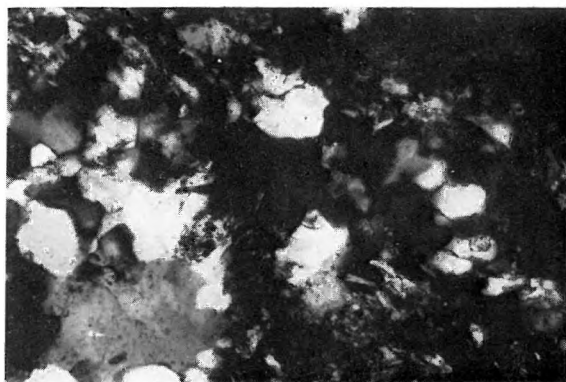
2



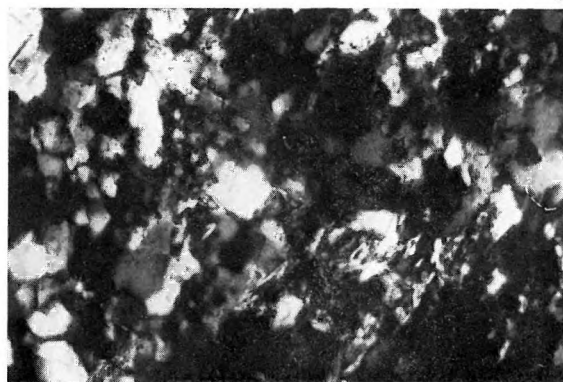
3



4



5

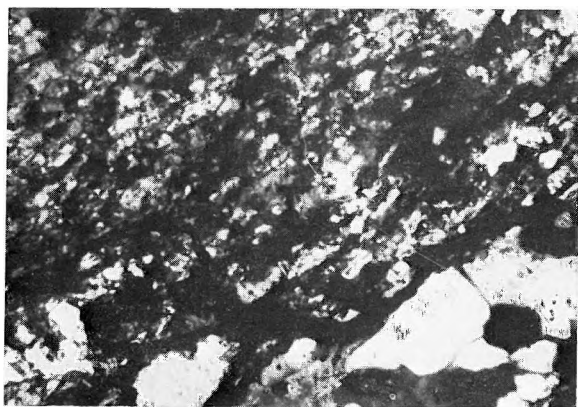


6

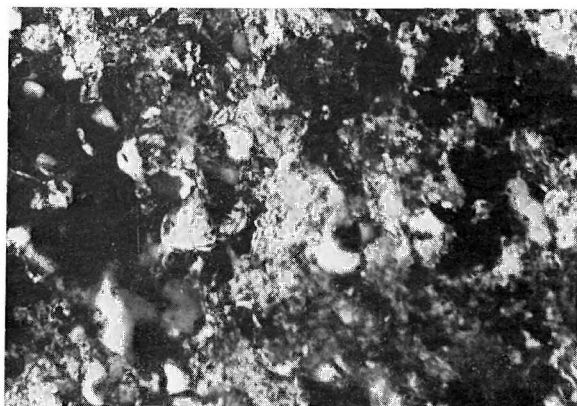
## II. TÁBLA — TAFEL II

Központi törmelékes összlet (1–2.). Mészkö összlet, átmeneti rétegcsoport (3–5.)  
Zentraler klastischer Komplex (1–2). Kalksteinkomplex, Übergangsschichtgruppe (3–5)

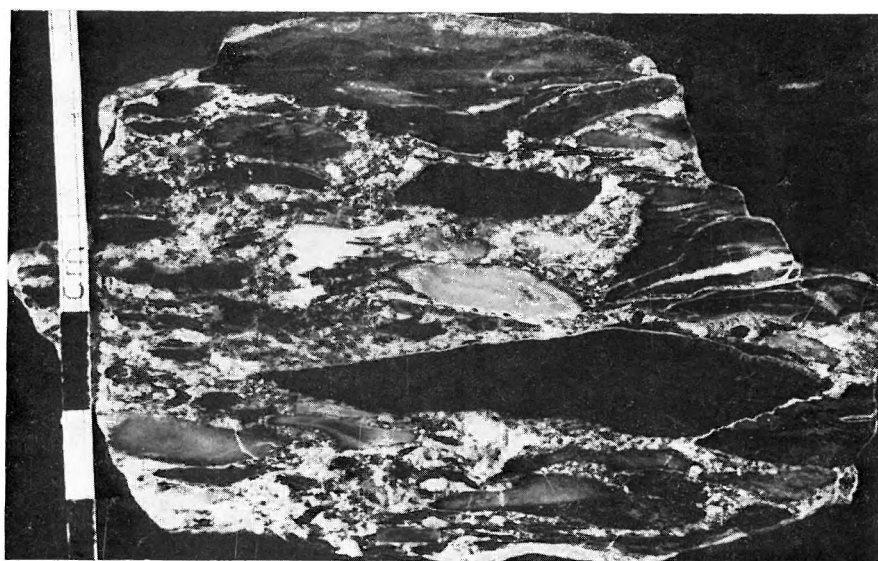
1. Aleurolitpala, rekrisztallizált kvarclencsével. — Aleurolitschiefer mit einer rekristallisierten Quarzlinse.  
63×, +N  
Tátra-hegy
2. Szericites aleurolitpala, kis csoportokat alkotó regenerációs kvarccal. — Serizitischer Aleurolitschiefer mit Regenerationsquarz, der kleine Gruppen bildet. 40×, +N  
Magyarkosár-hegy
3. Intrakonglomerátum. — Intrakonglomerat.  
Rakacaszend, Kopasz-hegy
4. Aleurolitpala kavicsa mikrokristályos mészkö alapanyagban (intrakonglomerátum). — Schotter vom Aleurolitschiefer in der mikrokristallinen Kalksteingrundmasse (Intrakonglomerat). 25×, +N  
Rakacaszend, Kopasz-hegy
5. Sötétszürke, lemezes, crinoideás mészkö. — Dunkelgrauer, blätteriger, crinoideenführender Kalkstein.  
63×, +N  
Rakacaszend, Kopasz-hegy



1

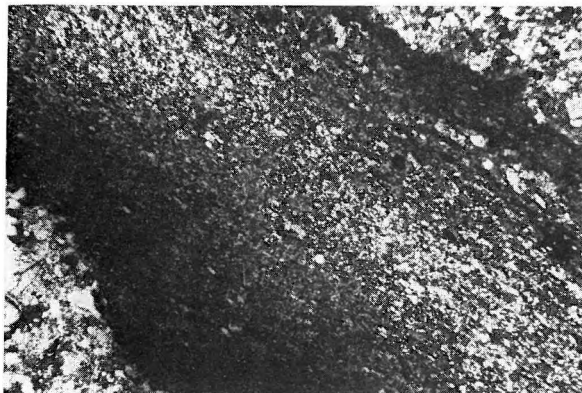


2

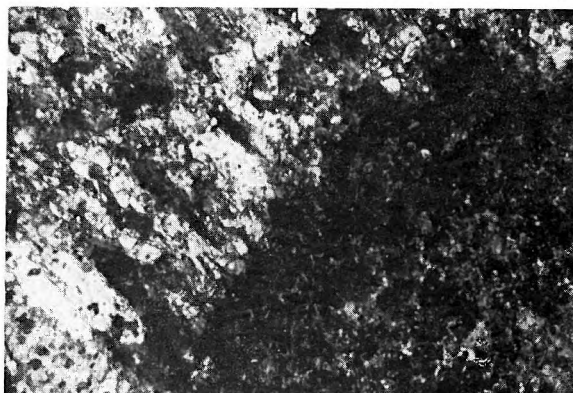


3

4



5



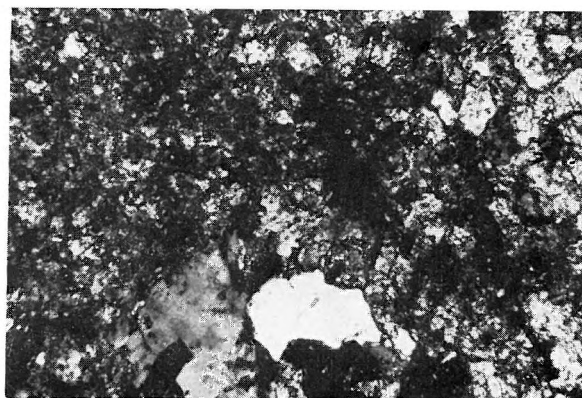
## III. TÁBLA — TAFEL III

Mésző összlet, átmeneti rétegcsoport  
Kalksteinkomplex, Übergangsschichtgruppe

1. Fekete, lemezes mészkő, átkristályosodott Crinoidea-töredékekkel. — Schwarzer, blättriger Kalkstein mit dem unkristallisierten Crinoideen-Rest.  $63\times$ , +N  
Magyarkosár-hegy
2. Sötétszürke mikrokristályos mészkő, regenerációs kvarszemecskékkel. — Dunkelgrauer, mikrokristalliner Kalkstein mit Regenerationsquarzkörnern.  $63\times$ , +N  
Rakacszend, Kopasz-hegy
3. Sötétszürke, jól rétegzett, finomszemcsés, kristályos mészkő. — Dunkelgrauer, gut geschichteter, feinkörniger, kristalliner Kalkstein.  $40\times$ , +N  
Rakacszend, műút bevágása — Einschnitt der Chaussee
4. Sötétszürke, lemezes crinoideás mészkő-betelepülés dolomitizált mészkőben. — Einlagerung von dunkelgrauem, blättrigem, crinoideenführendem Kalkstein im dolomitisierten Kalkstein.  $40\times$ , +N  
Rakacszend, műút bevágása — Einschnitt der Chaussee
5. Sötétszürke, mikrokristályos, dolomitizált mészkő Crinoidea-nyéltag hosszmetézzel. — Dunkelgrauer, mikrokristalliner, dolomitisierter Kalkstein mit dem Längsschnitt eines Crinoideen-Stielgliedes.  $25\times$ , +N  
Rakacszend, Kopasz-hegy
6. Crinoidea-átmetézet dolomitizált mészkőben. — Crinoideen-Querschnitt im dolomitisierten Kalkstein.  $40\times$ , +N  
Rakacszend, Kopasz-hegy



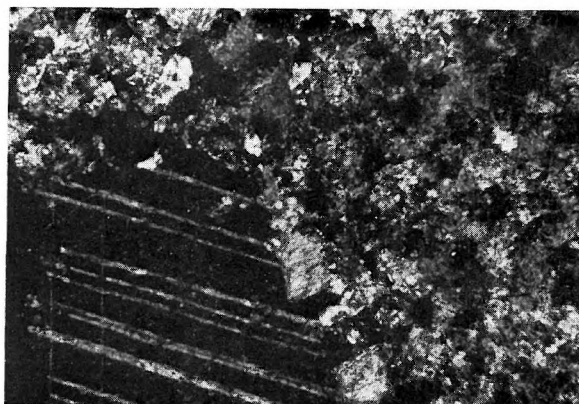
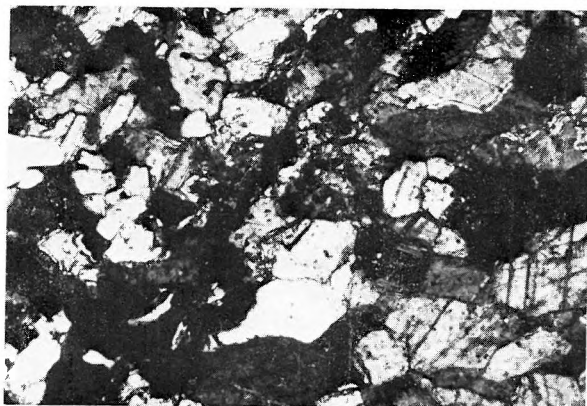
1



2

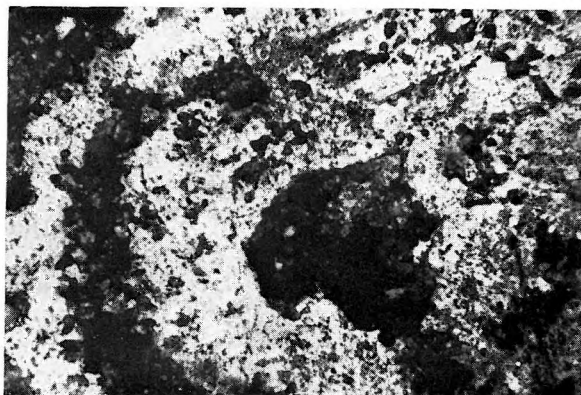
3

4



5

6

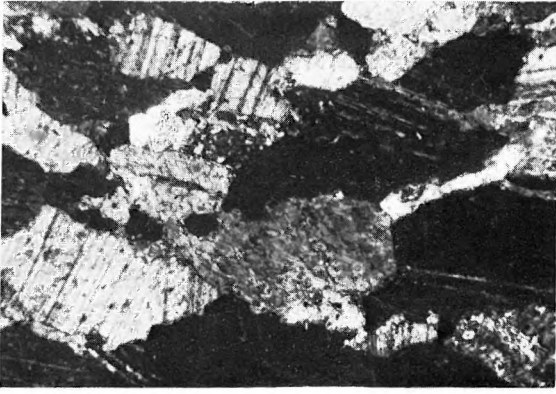




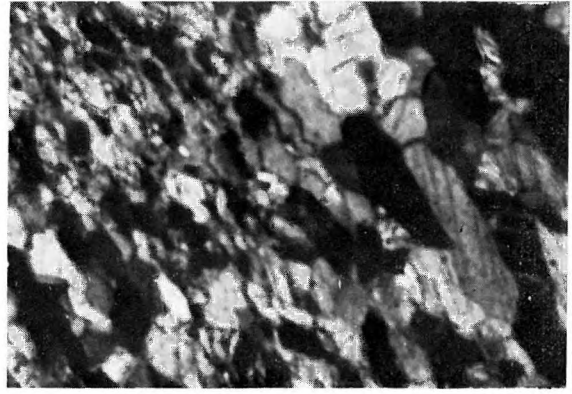
## IV. TÁBLA — TAFEL IV

Mészkö összet., rakacai márvány rétegcsoport  
Kalksteinkomplex, Rakacai Marmorschichtgruppe

1. Középszemcsés, kristályos mészkő (világos rakacai márvány). — Mittelkörniger, kristalliner Kalkstein (heller Rakacai Marmor).  $40\times$ , +N  
Rakacaszend, műút melletti mészkőbánya — Kalksteinbruch neben der Chaussee
2. Finomszemcsés, kristályos mészkő, durvább, kristályos lencsével (világos rakacai márvány). — Feinkörniger, kristalliner Kalkstein mit einer Linse vom gröberkörnigen Kalkstein (heller Rakacai Marmor).  $40\times$ , +N  
Rakacaszend, műút melletti mészkőbánya — Kalksteinbruch neben der Chaussee
3. Finomszemcsés márvány. — Feinkörniger Marmor.  $40\times$ , +N  
Rakacaszend, Kopasz-hegy
4. Középszemcsés márvány. — Mittelkörniger Marmor.  $40\times$ , +N  
Meszes, Várhegy
5. Közép-durvaszemcsés márvány. — Mittel-grobkörniger Marmor.  $40\times$ , +N  
Rakacaszend, műút melletti mészkőbánya — Kalksteinbruch neben der Chaussee
6. Mikrokristályos mészkő, durvább, kristályos sávval. — Mikrokristalliner Kalkstein mit einem gröber kristallinen Streifen.  $40\times$ , +N  
Rakacaszend, műút melletti mészkőbánya — Kalksteinbruch neben der Chaussee

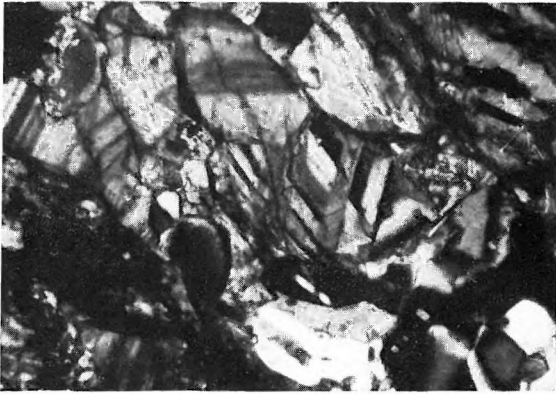


1



2

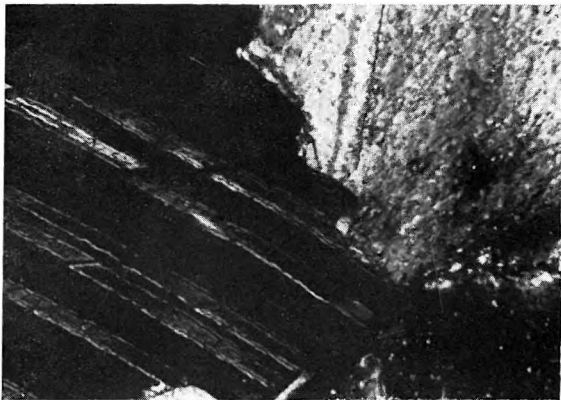
3



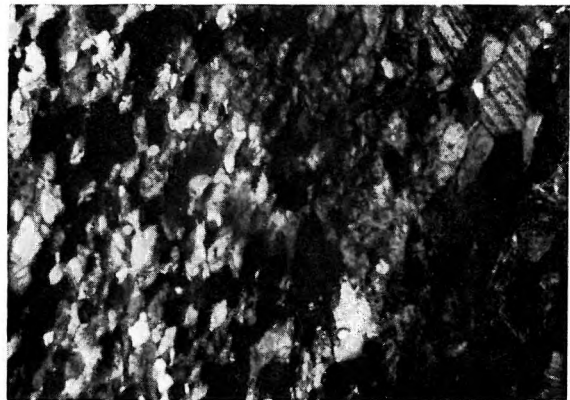
4



5



6



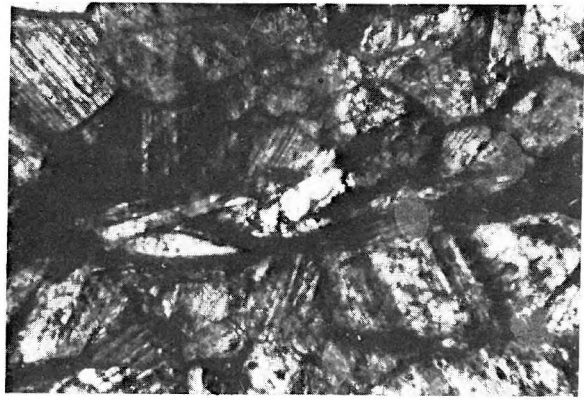
## V. TÁBLA — TAFEL V

Mésző összelet, rakacai márvány rétegesoport, B) kifejlődési terület  
Kalksteinkomplex, Rakacaer Marmorschichtgruppe, B) Ausbildungsgebiet

1. Szericitlencsés mészkő. — Kalkstein mit Serizitlinsen.  $40\times$ , +N  
Szendrői-Várhegy, nagy kőfejtő — Grosser Steinbruch
2. Szericitlencsés mészkő. — Kalkstein mit Serizitlinsen.  $63\times$ , +N  
Szendrői-Várhegy, ÉK-i kis kőfejtő — NE-licher kleiner Steinbruch
3. Tufás (?) mészkő, zárványkoszorús kvarccal. — Tuffiger (?) Kalkstein, darin Quarz mit einem Einsprenglingskranz.  $63\times$ , +N  
Szendrői-Várhegy, nagy kőfejtő — Grosser Steinbruch
4. Tufás (?) mészkő. — Tuffiger (?) Kalkstein.  $63\times$ , +N  
Szendrői-Várhegy, nagy kőfejtő — Grosser Steinbruch
5. Sárga, vastagréteges, kristályos mészkő. — Gelber, dickgeschichteter, kristalliner Kalkstein.  $63\times$ , +N  
Szendrői-Várhegy, nagy kőfejtő — Grosser Steinbruch
6. Fehér márvány. — Weisser Marmor.  $40\times$ , +N  
Szendrőlád, kecskés-hegyi márványbánya — Marmorgrube am Keckés-Berg

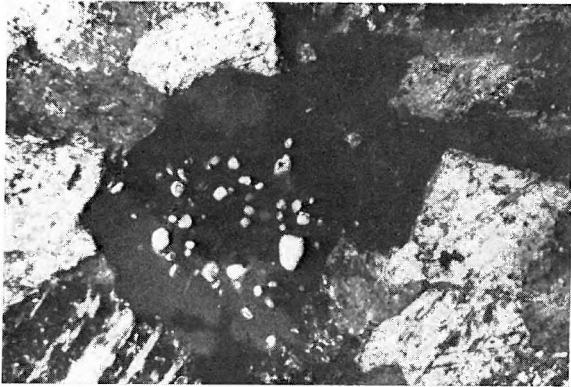


1

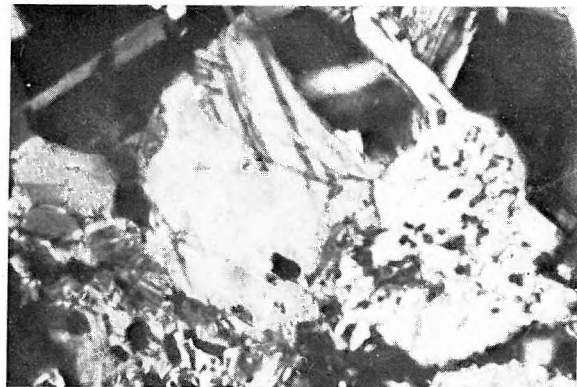


2

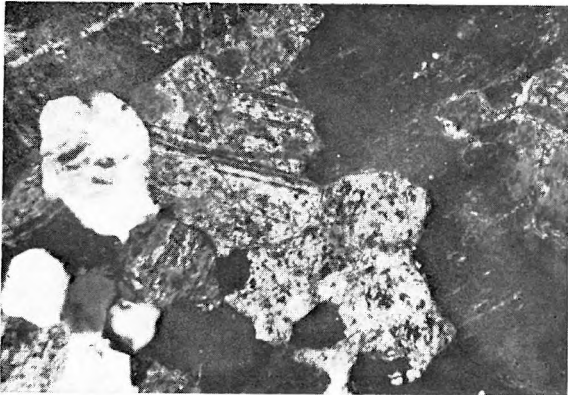
3



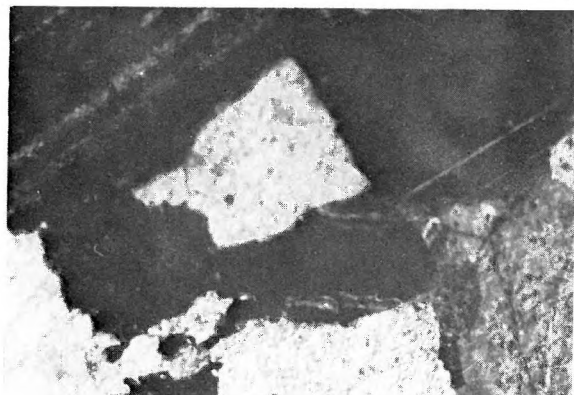
4



5



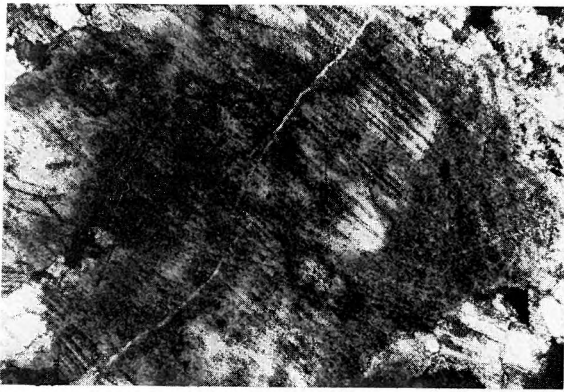
6



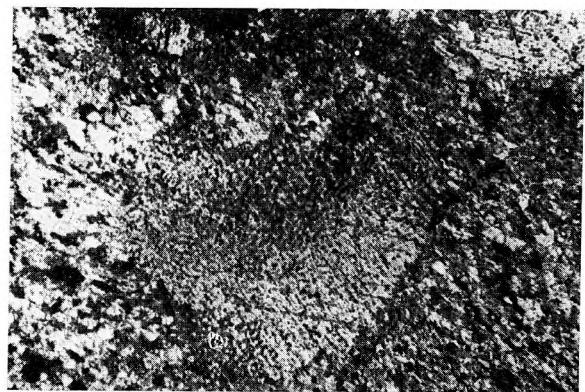
## VI. TÁBLA — TAFEL VI

Mészkö összlet, rakacai márvány rétegesoport, B) kifejlődési terület  
Kalksteinkomplex, Rakacai Marmorschichtgruppe, B) Ausbildungsgebiet

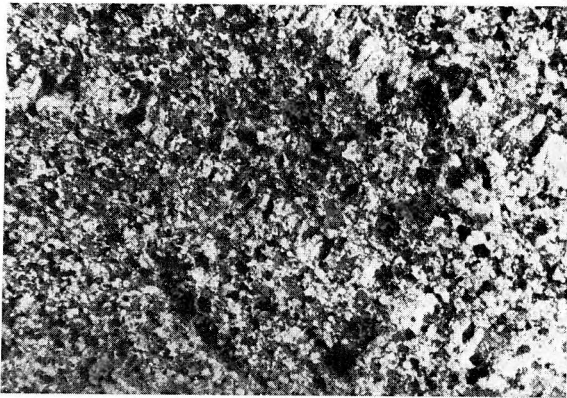
1. Crinoidea-metszet fehér márványban. — Crinoideen-Querschnitt im weissen Marmor.  $25\times$ , +N  
Szendrőlád, kecskés-hegyi márványbánya — Marmorgrube am Kecske-Berg
2. Crinoidea-metszet sárga, vastagréteges, kristályos mészkőben. — Crinoideen-Querschnitt im gelben, dickgeschichteten, kristallinen Kalkstein.  $25\times$ , +N  
Szendrőlád, kecskés-hegyi márványbánya — Marmorgrube am Kecske-Berg
3. Brachiopoda (?) -metszet sárga, vastagréteges, kristályos mészkőben. — Brachiopoden (?) -Querschnitt im gelben, dickgeschichteten, kristallinen Kalkstein.  $25\times$ , +N  
Szendrőlád, Bük-hegy
4. Szerves maradvány (?) sárga, vastagréteges, kristályos mészkőben. — Organischer Rest (?) im gelben, dickgeschichteten kristallinen Kalkstein.  $25\times$ , +N  
Szendrőlád, Kakaskő
5. Világossárga, lemezes mészkő. — Hellgelber, blättriger Kalkstein.  $40\times$ , +N  
Szendrőlád, Bük-hegy
6. Világossárga, lemezes, kristályos és mikrokristályos mészkő. — Hellgelber, blättriger, kristalliner und mikrokristalliner Kalkstein.  $25\times$ , +N  
Szendrőlád, Bük-hegy



1



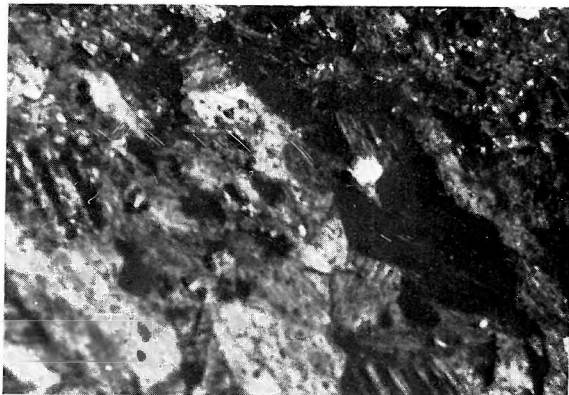
2



3



4



5



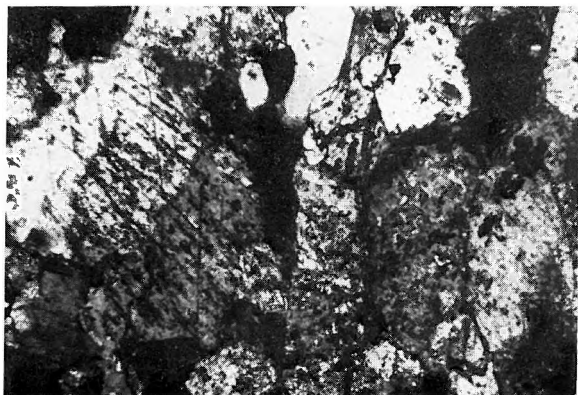
6



## VII. TÁBLA — TAFEL VII

Mésző összlet, rakacai márvány rétegesoport, C) legfiatalabb rétegtag (1–2.),  
 erinoideás—tabulatás mésző rétegesoport (3–6.)  
 Kalksteinkomplex, Rakacser Marmorschichtgruppe, C) jüngstes Schichtglied (1–2),  
 erinoideen-tabulatenführende Kalksteinschichtgruppe (3–6)

1. Középszemeses kristályos mésző (sötétszürke rakacai márvány). — Mittelkörniger kristalliner Kalkstein (dunkelgrauer Rakacser Marmor). 40×, +N  
 Szendrőlád, Mészégető-völgy
2. Középszemeses márvány (sötétszürke rakacai márvány). — Mittelkörniger Marmor (dunkelgrauer Rakacser Marmor). 40×, +N  
 Szendrő, kis-somos-hegyi mészőbánya — Kalksteinbruch am Kis-Somos-Berg
3. Középszemeses erinoideás—tabulatás mésző. — Mittelkörniger erinoideen-tabulatenführender Kalkstein. 40×, +N  
 Szendrőlád, Gordonyos-bérc
4. Mikrokristályos mésző, átkristályosodott szerves maradvánnyal. — Mikrokristalliner Kalkstein mit einem unkristallisierten organischen Rest. 40×, +N  
 Szendrőlád, Irnak-hegy
5. Mészpala, limonitos-agyagos sztilolittal. — Kalkschiefer mit limonitisch-tonigen Stylolithen. 40×, +N  
 Szendrőlád, Irnak-hegy
6. Mészpala, regenerációs kvarcesoportokkal. — Kalkschiefer mit Gruppen vom Regenerationsquarz. 40×, +N  
 Szendrőlád, Irnak-hegy



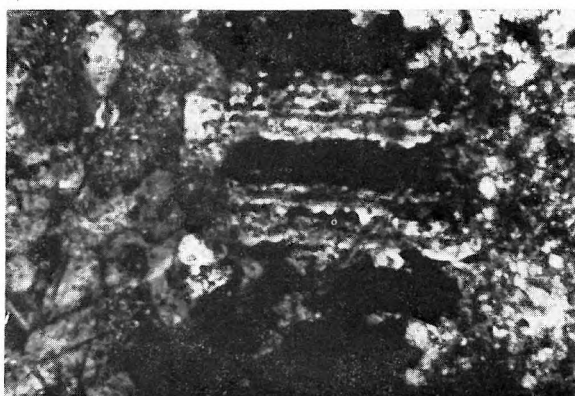
1



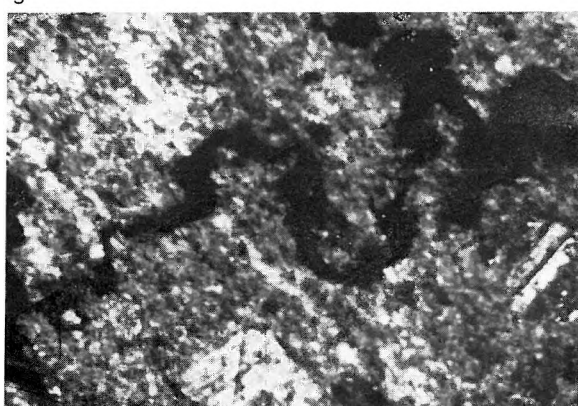
2



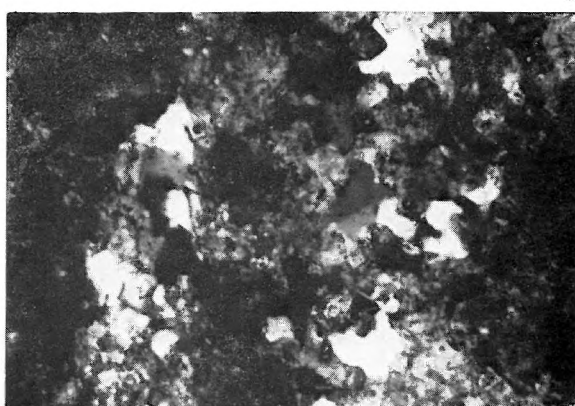
3



4



5



6

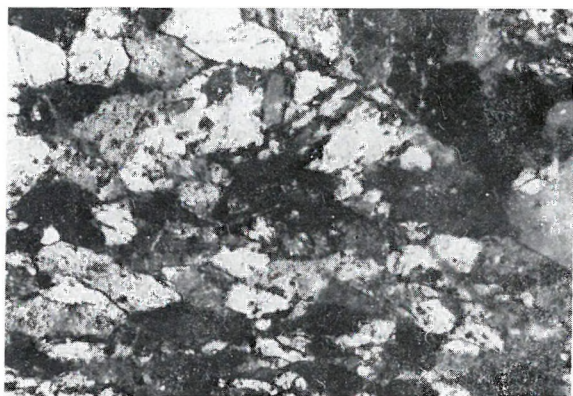
**VIII. TÁBLA — TAFEL VIII**

Mészkö összlet, crinoideás – tabulatás mészkő rétegcsoport (1–4.), felső törmelékes rétegcsoport (5–6.)

Kalksteinkomplex, crinoideen-tabulatenführende Kalksteinschichtgruppe (1–4),  
obere klastische Schichtgruppe (5–6)

1. Meszes aleurolitpala, Crinoidea-átmetszettel. — Kalkiger Aleurolitschiefer mit einem Crinoideen-Querschnitt. 40×, +N  
Szendrőlád, Irnak-hegy
2. Finomszemcsés homokkőpala, szericitesedett földpáttal. — Feinkörniger Sandsteinschiefer mit sericitisiertem Feldspat. 63×, +N  
Szendrőlád, Irnak-hegy
- 3–4. Tabulata-töredék. — Tabulaten-Bruchstück. 32×, 3: +N, 4: ||N  
Irotától Ny-ra levő kőfejtősor DK-i fejtője — SE-licher Bruch der von Irota nach W gelegenen Steinbruchreihe
- 5–6. Grafitosodott növényi töredék kvarcitos homokkőpalából. — Graphitisiertes Pflanzen-Bruchstück aus dem quarzitären Sandsteinschiefer. 32×, 5: +N, 6: ||N  
Gadna, Nagy-völgy

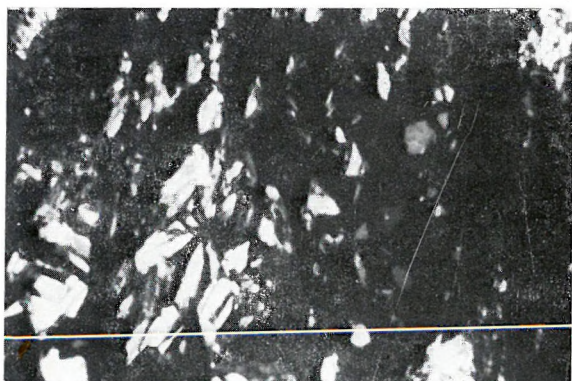




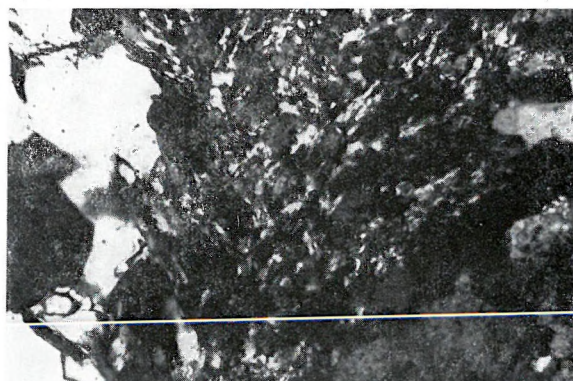
1



2



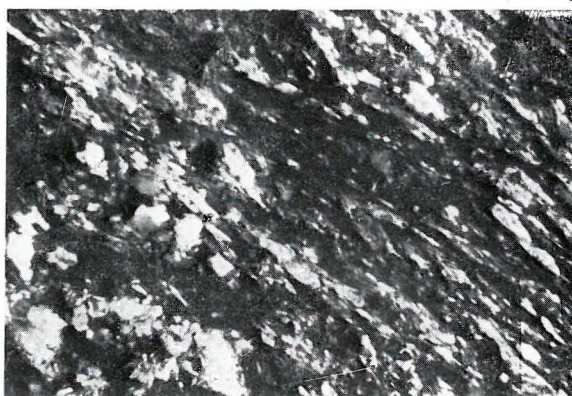
3



4



5

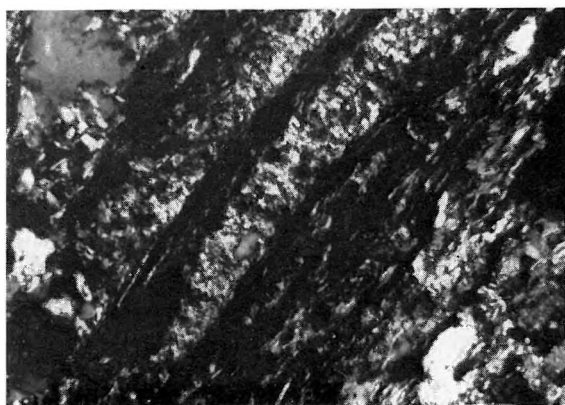


6

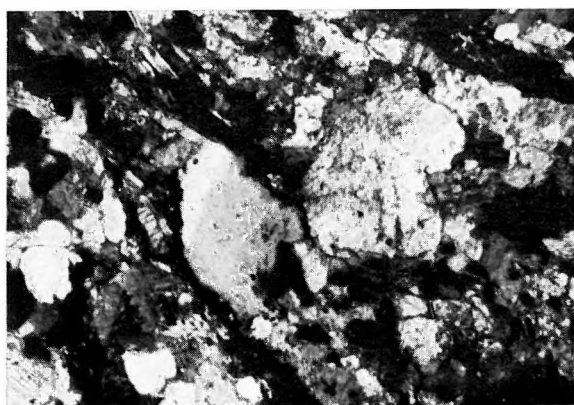
**X. TÁBLA — TAFEL X**

Mészko' összlet, felső törmelékes rétegesoport  
Kalksteinkomplex, obere klastische Schichtgruppe

1. Homokkőpala és grafitos agyagpala, kvarcitlencsékkel. — Sandsteinschiefer und graphitischer Tonschiefer mit Quarzitlinsen. 40 ×, + N  
Gadna, Cigány-hegy
2. Mészmentes, szericites homokkőpala. — Kalkfreier, serizitischer Sandsteinschiefer. 40 ×, + N  
Gadna, Cigány-hegy
- 3–4. Grafitos agyagpala, konform kvarclencsékkel, gyűrt, limonittal átitatott krisztallizációs palássági síkokkal. — Graphitischer Tonschiefer mit konformen Quarzlinsen und gefalteten, limonitdurchtränkten Flächen der Kristallisationsschieferung. 40 ×, 3: ¶N, 4: + N  
Gadna, Nagy-völgy
5. Kvarcit. — Quarzit. 25 ×, + N  
Gadna, Nagy-völgy
6. Hidrotermásan elbontott agyagpala. — Hydrothermal zersetzter Tonschiefer. 40 ×, + N  
Irota, Templomdomb D-i része — S-licher Teil des Templom-Hügels



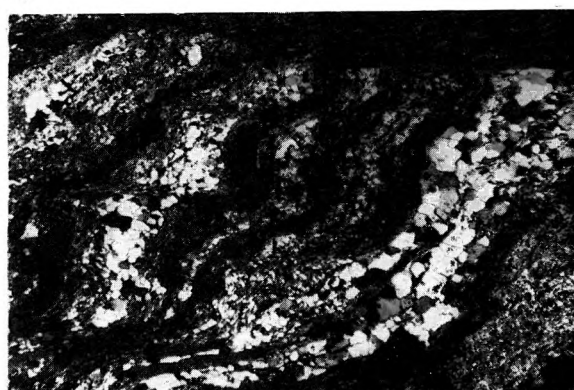
1



2



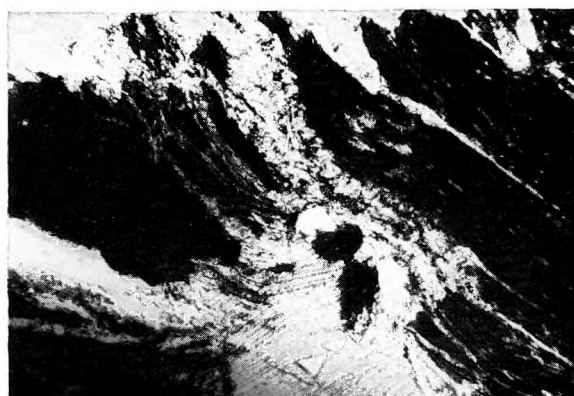
3



4



5



6





MIHÁLY SÁNDOR:

**A SZENDRŐI-HEGYSÉG KÖZÉPSŐDEVON TABULATÁI**

S. MIHÁLY:

**DIE MITTELDEVONISCHEN TABULATEN DES SZENDRŐER GEBIRGES**

A kézirat lezárva: 1973-ban

Eingereicht: 1973



## BEVEZETÉS

1969-ben a hazai paleozóos képződmények átfogó földtani és őslénytani vizsgálata során RAIN-  
CSÁKNÉ KOSÁRY Zs.-val együtt végeztük a Szendrői-hegység képződményeinek több É — D-i szelvény  
mentén történő újvizsgálatát. A III. sorozatban *Crinoidea*- és *Tabulata*-, a másik két sorozatban  
*Crinoidea*- és *Gastropoda*-maradványokat találtunk. Az I. és II. sorozat ősmaradványainak revízió-  
ját, az új maradványok leírását és rétegtani értékelését MIHÁLY S. (1971, 1972, 1976) munkái tartal-  
mazzák, most pedig a III. sorozat *Tabulatáival* foglalkozunk.

Crinoideákat már FÖLDVÁRY Á. (1942), korallokat pedig először BALOGH K. (1949) és SCHRÉTER Z.  
(1952) talált a III. sorozatban 1948 nyarán. Leleteik számát KOLOSVÁRY G. és munkatársai igye-  
keztek gyarapítani. Az így összegyűlt korallanyagot először KOLOSVÁRY G. (1951) határozta meg,  
és annak bezáró rétegeit a felsőkarbonba osztotta be. 1958-ban BALOGH K. a KOLOSVÁRY által fel-  
dolgozott (és jórészt már el is csiszolt) anyagot kiküldte a Szovjetunió Tudományos Akadémiájának  
Őslénytani Intézetébe, Moszkvába. Ott azt T. A. DOBROLJUBOVA, I. I. ČUDINOVA és N. V. KABAKO-  
VICS — bár csak előzetes jelleggel és csak nagyobb csoportokra — nemcsak rendszertanilag, hanem  
biosztratigráfiailag is jelentékenyen revideálta. Szerintük ez a szendrőládi Mészégető-völgyből, a  
Nagycsákány- (= Garadna-) völgyből, a szendrőládi 286 m-es magassági pont környékéről, a Kosár-  
dombról, a Gordonyos-bércről és Abod környékéről származó ősmaradvány-együttes a Rugosák  
mellett főleg Stromatoporoideákból és Tabulatákból (Favositidák, Thamnoporoidák, Alveolitidák és  
Heliolitidák) áll, és középsődevonnál nem fiatalabb (JÁMBOR Á., 1961; BALOGH K., 1964. p. 279.).  
Ennek alapján a Szendrői-hegység mindhárom sorozatát mind a miskolci 200 000-es lap, mind a  
Bükk hegység és környezete 100 000-es térképének szerkesztői a devonba utalták, főleg azért, mert  
a hegységnek JÁMBOR Á. (1961) által végzett rövid lélegzetű újrabemutatója — FÖLDVÁRY Á. (1942)  
és REICH L. (1952) eltérő vélekedésével szemben — SCHRÉTER Z.-nak (1952) a három sorozat folya-  
matos leülepedésére vonatkozó nézetét erősítette meg.

Ettől eltérő véleményre jutott V. I. SLAVIN (1962) a moszkvai Lomonosov egyetem professzora,  
aki 1959-ben és 1960-ban (részint BALOGH K., részint BARABÁS A. kíséretében) gyűjtött a hegység  
különböző lelőhelyein. Az általa a III. sorozatból gyűjtött fauna B. S. SOKOLOV meghatározása sze-  
rint (in: SLAVIN, 1962. p. 194.) középsődevon alakokon kívül alsódevon alakokat is tartalmaz:

1. Garadna-völgy É-i oldala, a szendrői műúttól 100 m-re:

*Squameofavosites* cf. *obtusospinosus* JANET  
*Amphipora* sp.

K o r: alsódevon

2. Gordonyos-bérc:

*Squameofavosites* sp.  
*Roemeria* sp.  
*Favosites* ex gr. *alpina* HÖRNES

K o r: alsó- és középsődevon (koblenzi, ill. eifeli emelet)

3. Szendrőládtól É-ra:

*Favosites* cf. *spinosus* (LECOMPTE)  
*Pachyfavosites* (?) sp.  
*Heliolites* sp.

K o r: középsődevon (eifeli emelet)

Ennek alapján V. I. SLAVIN a szendrői III. sorozatban a devon egészét látta képviselve, s az  
ennek látszólagos fekvőjében levő II. sorozatot a szilurba, a látszólag ez alatt következő I. sorozatot  
pedig az ordoviciumba osztotta be feltételeesen. E véleményét néhány, az I. sorozatból származó, és  
A. G. VOLOGDIN által (in: SLAVIN, 1962. p. 188.) *Receptaculites* sp., *Cribrocyathea* és *Crinoidea*-ként  
meghatározott ősmaradványok jelenlétével vélte alátámasztani. VOLOGDIN e meghatározásainak és  
SLAVIN erre épített következtetései helyességét azonban MIHÁLY S. (1971) megcáfolta.

Miután a BALOGH K. által kiküldött ősmaradványok részletesebb feldolgozását DOBROLJUBOVA és munkatársai — elfoglaltságuk és az anyag gyöngé megtartása miatt — elhárították, a Szovjet-unió és a szomszédos államok ősföldrajzi atlaszához viszont erre szükség volt, BALOGH K. kérésére és V. N. TIHIJ közvetítésével ezt az anyagot a leningrádi VNIGRI-be szállították át. Itt JU. I. TESZAKOV (ugyancsak előzetes jelleggel) a következő alakokat határozta meg belőle:

1. Szendrőlád, Mészégető-völgy:
  - a) A 283 m mag. ponttól D-re, a völgy D-i oldalán a torkolatnál levő kőfejtőben (10/1948. VII. 6. BK.):  
*Thamnopora* sp.  
*Cladopora?* sp.
  - b) A völgy É-i oldalán levő, völgynyílástól (alulról fölfelé) Ny-ra számított 3. kőfejtő (23/1948. VII. 14. BK.):  
*Chaetetes* sp.  
*Caliapora?* sp.  
*Caliapora* sp.
  - c) Uo. a völgy É-i oldalán levő 4. kőfejtő (24/1948. VII. 14. BK.):  
*Scoliopora* sp.  
*Squameofavosites* sp.
  - d) Uo. a völgy É-i oldalán levő 5. kőfejtő (25/1948. BK.):  
*Squameofavosites* sp.
  - e) A völgy É-i oldaláról, a völgy Ny-i végén levő nagy kőfejtő K-i részéből (27/1948. VII. 14. BK.):  
*Thamnopora* sp.  
*Caliapora* sp.  
*Coenites* sp.
  - f) A völgy legnyugatibb kőfejtője a völgy D-i oldalán az erdészlakkal szemben (28/1948. VII. 15. BK.):  
*Coenites* sp.
  - g) A völgy É-i oldalán a Ny-i nagy kőfejtő Ny-i részéből (29/1948. VII. 15. BK.):  
*Coenites* sp.  
*Cladopora* sp.  
*Alveolites* sp.  
*Heliolites* sp.
2. Abod, a lignitbánya fölötti tanya mellől (6/1948. VIII. Schréter Z.):  
*Thamnopora* sp.
3. Abod (1948. Schréter Z.):  
*Squameofavosites* sp.  
*Caliapora?* sp.
4. Abod, Nagycsákány-völgy (8/1948. VIII. Schréter Z.):  
*Thamnopora* sp.
5. Abod, Nagycsákány-völgy (11/1948. VIII. Schréter Z.):  
*Cladopora* sp.
6. Szendrő, Nagycsákány-völgy (3/1948. VIII. Schréter Z.):  
*Squameofavosites* sp.
7. Szendrő, Garadna-völgy (20/1948. VII. 13. BK.)  
*Araeopora?* sp.  
*Squameofavosites* sp.
8. Szendrőlád, a magasabb terasz É-i oldaláról (11/1948. VII. 6. BK.):  
*Gephuropora* sp.  
*Squameofavosites* sp.  
*Cladopora* sp.
9. Szendrőlád, Gordonyos-bérc 265 m mag. ponttól ÉNy-ra 375 m-re (14/1948. VII. 12. BK.):  
*Squameofavosites* sp.
10. Szendrő, Gordonyos-bérc és Irnak-hegy közti országúti fahídtól az út mentén kb. 592 m-re Szendrőlád felé az út K-i oldalából (16/1948. VII. 12. BK.):  
*Squameofavosites* sp.
11. Szendrőlád, Kosár-domb (30/1948. VII. 15. BK.):  
*Squameofavosites* sp.
12. Szendrőtől DK-re (1948. Schréter Z.):  
*Squameofavosites* sp.
13. Szendrőlád, a Borda-hegy D-i oldalán levő kőfejtésből (5/1948. VIII. Schréter Z.):  
*Alveolites?* sp.
14. Szendrő és Szendrőlád között, a műút K-i oldaláról (9/1948. VIII. Schréter Z.):  
*Cladopora?* sp.

Mint a jegyzékből\* kiderül, a lelőhelyek többsége meglehetősen pontatlanul vagy általánosságban van megadva, legtöbbjük azonosítása nehézségekbe ütközik. Ennek ellenére a meghatározott alakok megerősítik, hogy a szendrői Tabulata-fauna devon időszi és a középsődevonnál nem fiatalabb.

A szovjet specialisták vizsgálta rossz megtartású vagy a vizsgálat folyamán tönkrement ősmaradványanyag azóta sem került vissza Magyarországra. Nem vált továbbá lehetővé annak az új nemzetségnek és fajnak az ellenőrzése sem, melyet KOLOSVÁRY G. (1951, 1959) *Schréteria megastoma* néven óhajtott az irodalomba bevezetni. Ennek az alaknak a neve a Szovjetunióba kiküldött anyag jegyzékében nem szerepel, de a MÁFI holotípus-gyűjteményében sem található, noha a Catalogus Originalium Fossilium Hungariae (1964. p. 65.)-ban jegyzett. KOLOSVÁRY leírása és vázlatos rajza még a Rugosák vagy a Tabulaták közé tartozás biztos eldöntéséhez sem elegendő. Ezért ezt az alakot kénytelenek vagyunk nomen nudum-ként kezelni. KOLOSVÁRY többi szendrői meghatározását is, a szovjet szakemberek véleménye alapján, kivétel nélkül érvénytelennek tekintjük.

Jelenleg múzeumainkban BALOGH KÁLMÁN és SCHRÉTER ZOLTÁN 1948. évi gyűjtéséből mindössze 4, ill. 3, JÁMBOR ÁRON 1957. évi gyűjtéséből pedig 5 példány található. Pontosabb szintjelzésre ezek sem lévén alkalmasak, így a feltárásai lehetőségeihez képest a lelőhelyek gondos újragyűjtése vált szükségessé. Az alábbi tanulmány ezen az új anyag feldolgozásán alapul.

## I. A FELTÁRÁSOK FÖLDTANI LEÍRÁSA

A leírás során csak az általam tanulmányozott, korallós feltárások ismertetésére szorítkozom. A részletes földtani eredményeket R. KOSÁRY Zs.: „A Szendrői-hegység devon képződményei” c. dolgozata tartalmazza. A korallós feltárások a hegység D-i részén, a szendrői palabányák – Fazekastanya – Abod – Szakácsi – Irota Ny – K-i irányú vonalától D-re helyezkednek el (1. ábra). Mindegyik feltárás a R. KOSÁRY Zs.-féle beosztás szerinti *mészke összletbe*, ezen belül a „rakacai márvány rétegcsoporthba” (Kecskés-hegy: márványbánya, Kakaskő) és a „crinoideás – tabulatás mészke rétegcsoporthba” (Garadna-völgy, Garadna-pusztá 205 m mag. pont, Gordonyos-bérc, Irnak-hegy, Völgyipatak völgye, Mészégető-völgy, Szokoly, Kosár-domb, Irota) tartozik. A hegység paleozoós képződményei nagy területen lepusztultak, növényzettel fedettek, csak kevés jól tanulmányozható feltárás van. A gyűjtött korall-anyag nagy része a kőfejtők törmelékéből, illetve lejtőtörmelékéből kimállva került elő, szálban álló kőzetből keveset sikerült gyűjteni. A korallós mészke rétegek pontos helyének megállapítása a fent említett okok, valamint a mélyfúrásos kutatás jóformán teljes hiánya miatt egyelőre nem volt tisztázható; így a rétegeknek a rétegcsoporthokon belüli pontos rétegtani, biosztratigráfiai és biokronológiai taglalása a jövő kutatásainak feladataként jelölhető meg.

A korallós feltárások a következők (I. XIII. és XIV. táblát):

### I. Szendrőlád, Garadna-völgy (= Nagycsákány-völgy)

1. sz. feltárás: A Garadna-patak völgyének Ny-i bejárata, a Kerek-hegy É-i oldalával szemben, a 203 m-es mag. pont DK-i oldalán. Szürke, lemezes, crinoideás – tabulatás mészke rétegek kibukkanása a növényzettel fedett hegyoldalon. Dőlés nem mérhető. A lejtőtörmelékéből számos koralltelep került elő:

*Tabulata* sp. ind.

*Favosites goldfussi* D'ORBIGNY

*Alveolites* (?) sp.

*Gracilopora* sp.

*Gracilopora* cf. *acuta* ČUDINOVA

*Thamnopora* sp.

*Thamnopora* (?) sp.

2. sz. feltárás: Garadna-patak völgye a Kerek-hegy É-i oldala alatt. A hegyoldalon levő sziklaletörések szürke, lemezes, crinoideás – tabulatás mészke kőzet tárnak fel. Dőlés nem mérhető. A helyben maradt lejtőtörmelékéből számos kimállott, koptatott koralltelep került elő:

*Tabulata* sp. ind.

*Favosites goldfussi* D'ORBIGNY

*Favosites robustus* LECOMPTE

*Alveolites minutus* LECOMPTE

*Alveolites taenioformis* SCHLÜTER

\* A jegyzéket BALOGH K. bocsátotta rendelkezésemre terepi naplói alapján, melyekért ezúton mondok köszönetet. Az adatok közül BALOGH K. lelőhelyei megtalálhatók az általa felvételezett 25 000-es eredeti (bécsi) térképen (MÁFI Térképtár. A. 4665/4–3) ceruzapontokkal jelölve.





3. sz. feltárás: Két egymáshoz közel fekvő sziklaletörés a Farkasoldal D-i oldalában. Szürke, lemezes, crinoideás – tabulatás mészkő. Dőlésirány DK-i, dőlésszög pontosan nem mérhető. A patakmeder törmelékéből, mely a letörésekből származó kőzetanyag, számos, meglehetősen rossz megtartású *Tabulata*-telep volt gyűjthető:

*Tabulata* sp.  
*Thamnopora* sp.  
*Thamnopora* sp. 1.  
*Gracilopora* cf. *acuta* ČUDINOVA  
*Pachyfavosites polymorphus* (GOLDFUSS)

4a sz. feltárás: A 277 m-es mag. ponttól ÉNy-ra, a patak völgy szürke, lemezes, crinoideás – tabulatás mészkő kibúvása. Dőlés nem mérhető. A patakmederben heverő lejtőtörmelékéből kevés *Favosites* sp. példány került elő.

4b sz. feltárás: A 4a sz. feltárástól 50 m-re ÉNy-ra, a völgy túlsó oldalán levő sziklák. Szürke, lemezes, crinoideás – tabulatás mészkő. Dőlés nem mérhető. A törmelékéből meghatározhatatlan *Tabulata*-telepek kerültek elő.

5. sz. feltárás: A 239 m-es mag. pont Ny-i oldalával szemben a Farkasoldal DK-i oldalának letörése. Szürke, lemezes, crinoideás – tabulatás mészkő. Dőlés nem mérhető. A lejtőtörmelékéből néhány igen rossz megtartású *Tabulata*-teleptöredék került elő.

6. sz. feltárás: Az abodi Szőlőhegy DNY-i vége a patak völgyben. Ez az utolsó lelőhely a Garadna-völgyben, ahol a szürke, lemezes, crinoideás – tabulatás mészkő előfordul. Dőlés nem mérhető. A mészkőből előkerült:

*Tabulata* sp.  
*Thamnopora* sp.

JÁMBOR Á. gyűjtésében előkerült még két faj a Garadna-völgyből, sajnos a lelőhely pontos megjelölése nélkül. Valószínűleg ezek az 1. sz. és 4. sz. lelőhelyek közötti területről származnak:

*Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE)  
*Syringopora crispa* SCHLÜTER

## II. Garadna-pusztá, a 205 m-es mag. pont D-i oldala

A műút feletti sziklás hegyoldalban a szürke, lemezes, crinoideás – tabulatás mészkő bukkan felszínre 140/65° dőléssel. A szálban álló kőzetből és törmelékéből számos *Tabulata*-telep került elő:

*Tabulata* sp.  
*Favosites* sp.  
*Favosites goldfussi* D'ORBIGNY  
*Favosites robustus* LECOMPTE  
*Pachyfavosites polymorphus* (GOLDFUSS)  
*Thamnopora* sp.

## III. A Gordonyos-bérc ÉNy-i oldala, az országúttól 100 m-re K felé vezető erdei út bevágása

A feltáráshban szürke, lemezes, crinoideás mészkő van feltárva. Dőlés nem mérhető. Előkerült egy *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY jó megtartású telepe.

A Gordonyos-bérc túlnyomó része növényzettel fedett, a feltártsági viszonyok igen rosszak. A hegy DNY-i oldalán levő felhagyott kőfejtőben már nem voltak tanulmányozhatók a korallós rétegek. A Gordonyos-bérc D-i oldalának törmelékéből egy meghatározhatatlan, kihengerelt *Tabulata* sp. került elő. A régebbi gyűjtők is csak kevés, szórvaányosan előforduló, gyenge megtartású töredékeket találtak ezen a területen.

## IV. Szendrőlád, az Irnak-hegy ÉNy-i oldala

A hegyoldalban és a lefutó vízmosásokban a szürke, lemezes, crinoideás – tabulatás mészkő számos kibukkanása található. Dőlés nem mérhető. A műút mentén Szendrőlád felé haladva barnás-szürke, lemezes agyagpala és finomszemcsés homokkő-betelepülések észlelhetők a mészkő között. Vastagságuk csekély, faunamentesek. A mészkő törmelékéből sok kimállott *Tabulata*-telep volt gyűjthető:

*Tabulata* sp.  
*Favosites* sp.  
*Favosites* sp. 1.  
*Favosites goldfussi* D'ORBIGNY

*Favosites antipertusus* LECOMPTE  
*Favosites robustus* LECOMPTE  
*Pachyfavosites polymorphus* (GOLDFUSS)  
*Thamnopora* sp.  
*Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE)  
*Thamnopora* cf. *micropora* LECOMPTE  
*Gracilopora* cf. *acuta* ČUDINOVA  
*Striatopora* sp.  
*Alveolites* (?) sp.  
*Alveolites* sp. 1., 2., 3.  
*Alveolites fornicatus* SCHLÜTER  
*Syringopora crispa* SCHLÜTER

**V. Szendrőlád, Völgyi-patak völgye:** a Tóharaszt-pusztá melletti kőfejtő a völgyben vezető út mellett

Szürke, lemezes, crinoideás mészkő (dőlése 150/20°) és szürke mészpala váltakozik a kőfejtőben. A JÁMBOR Á. gyűjtéséből származó néhány *Tabulata*-telep valószínűleg innen, az Irnak-hegy DK-i oldalából került elő. Ezek:

*Favosites* sp.  
*Thamnopora* sp.  
*Chaetetes magnus* LECOMPTE

A Völgyi-patak völgyében a kimélyült patakmeder oldalában találunk még kisebb sziklaletöréseket. A lejtőtörmelékéből előkerült még egy *Tabulata* sp. (*Heliolites?* sp.) telep.

**VI. Szendrőlád, a Kecskés-hegy (243 m) DNy-i oldalában levő felhagyott márványbánya**

Sárga, vastagpados mészkő (dőlése 105/70°); sárgásbarna-foltos, lemezes mészkő és mészpala (dőlése 150/20°); fehér, kristályos mészkő „márvány” (dőlése 65/70°). R. KOSÁRY Zs. a sárga mészkő vékonyesiszolatában faunanyomokat (*Tabulata?*, *Bryozoa*, *Crinoidea*-nyéltag átmetszet) észlelt.

**VII. A szendrőládi vasútállomással szemben levő Kakaskő-oldal a Bódva-híd mellett**

1. sz. feltárás (Kakaskő-kőfejtő): Kb. 40 m magas feltárásban sárgás kristályos mészkő és mállott, sárgászörös, limonitos mészkő található. Települése zavart, néhol gyűrt. Dőlése 360/28°. Korallak nem fordultak elő, de R. KOSÁRY Zs. a sárga mészkő vékonyesiszolatában egyelőre meghatározhatatlan, szerves eredetű maradványt figyelt meg.

2. sz. feltárás (Kakaskő K-i oldala): A kőfejtőtől É-ra 200 m-re a Mészégető-völgy felé vezető út mellett. A feltárásban szürke, lemezes, crinoideás – tabulatás mészkő és agyagpala található. A mészkő dőlése 75/35°. A crinoideás mészkő törmelékéből egy *Thamnopora* sp. telepe került elő.

**VIII. Szendrőlád, Mészégető-völgy**

A Kakaskő 283 m-es és a Borda-hegy 283 m-es mag. pontja között húzódó patak völgy, ahol a szekérút mentén számos jól tanulmányozható feltárás található.

1. sz. feltárás: Felhagyott kőfejtő a völgy nyílásánál levő major mellett. Kb. 30 m hosszan és 17–20 m magasságban tárja fel a sötétszürke, lemezes, kristályos mészkövet, néhol sárgásszürke palabetelepülésekkel. Dőlése 90/50°. A lemezes mészkő gyéren tartalmaz *Crinoidea brachialia*-íz töredékeket. Tabulaták eddig innen nem kerültek elő.

2. sz. feltárás: A patak túlsó partján levő Bába-völgy nyílásával szemközti Borda-hegy 283 m-es mag. pontjának D-i oldala. Számos sziklaletörésben a szürke, lemezes, crinoideás – tabulatás mészkő bukkan elő. Az előkerült fauna:

*Tabulata* sp.  
*Favosites goldfussi* D'ORBIGNY  
*Thamnopora* sp.  
*Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE)  
*Syringopora eifeliensis* SCHLÜTER  
*Syringopora crispa* SCHLÜTER

3. sz. és 4. sz. feltárás: Sziklaletörések a völgy középső részén, a Borda-hegy 283 m-es mag. pontjának DNy-i oldalán. Szürke, lemezes, crinoideás – tabulatás mészkő van feltárva. Dőlés nem

mérhető pontosan. A mészkő rétegei között számos vékony, faunamentes agyagpala-betelepülés észlelhető. A *Tabulata*-telepek többsége kimállva, az út menti lejtőtörmelékből került elő:

*Favosites* sp.

*Favosites* sp. 2.

*Favosites goldfussi goldfussi* D'ORBIGNY

*Favosites goldfussi eifeliensis* (PENECKE)

*Thamnopora* sp.

*Alveolites fornicatus* SCHLÜTER

*Alveolites minutus* LECOMPTE

*Striatopora* (?) sp.

5. sz. feltárás: 45–50 m hosszú, 10–12 m magas, felhagyott kőfejtő, a Borda-hegy oldalában. Alján 0,5–1,0 m vastag, fekete, kalciteres, néhol sávós, kristályos mészkő (mint az 1. sz. feltárásban) van. Dőlése 135/25°. Felette a szürke, lemezes, crinoideás–tabulatás mészkő települ. Dőlés-adatok: 116/55°, 127/52°, 120/55°. Ez utóbbi mészkőben vékony, sárgásbarna-foltos mészpala-betelepülések is vannak. A crinoideás mészkőben előfordultak:

*Tabulata* sp. ind.

*Thamnopora* sp.

*Heliolites porosus* (GOLDFUSS)

6. sz. feltárás: Az előzőtől kb. 20 m-re Ny-ra levő kőfejtőudvar, mely az 5. sz. feltárás folytatásaként tekinthető. Alul kb. 3,0 m vastagságban a fekete, kalciteres, kristályos mészkő van a felszínen. Dőlése 120/50°. Felette a szürke, lemezes, crinoideás–tabulatás mészkő található, mintegy 6,0–7,0 m vastagságban. Dőlése 130/40°, 135/35°, 140/45°. A réteglapokon feltűnően sok, erősen kihengerelt és kalcittal kitöltött, átkristályosodott *Thamnopora*-telep található. Előkerült:

*Tabulata* sp.

*Thamnopora* sp.

*Thamnopora* cf. *micropora* LECOMPTE

7. sz. feltárás: A patak túlsó oldalán, a Kakaskő 283 m-es mag. pontjának É-i oldalában levő felhagyott kőfejtő. Szürke, lemezes, crinoideás mészkő. Dőlés nem mérhető. Mindeddig *Tabulata* innen nem került elő.

8. sz. feltárás: Felhagyott kőfejtő a Mészégető-völgy Ny-i végén a Borda-hegy oldalában, a Borda-tanya mellett. A bányaudvar kb. 180–200 m hosszú, leghelső részén 40–50 m széles, a rétegek 5–20 m vastagságban vannak feltárva. Alul a fekete, kristályos mészkő található, felette a szürke, lemezes, crinoideás–tabulatás mészkő települ 4,0–6,0 m vastagságban. Dőlés nem mérhető. Előfordult:

*Thamnopora* sp.

*Alveolites minutus* LECOMPTE

#### IX. Borda-tanyától DNy-ra levő, Szokoly nevű 255 m-es mag. ponttól D-re levő mészkőfeltárás

Ez a hely a hegység legnyugatibb feltárása, ahol a szürke, lemezes, crinoideás–tabulatás mészkő felszíni előfordulását észleltem. Dőlés nem mérhető. Előkerült egy *Alveolites* cf. *fornicatus* SCHLÜTER telepe.

#### X. A Büdöskút-pusztától D-re levő Kosár-domb ÉK-i oldala, a 208 m-es mag. pont közelében

A hegyoldalban számos sziklaletörés található, szürke, lemezes, crinoideás–tabulatás mészkővel. Dőlés nem mérhető. Előkerült:

*Tabulata* sp.

*Favosites goldfussi* D'ORBIGNY

#### XI. Irota, a falu Ny-i oldalán levő nagy kőfejtő

A bánya alsó részében vastag, szürke, csillámos mészpala és grafitos agyagpala található. Dőlése 160/50°. Erre szürke, kristályos, kalciteres mészkő települ, faunát nem tartalmaz. Dőlése nem mérhető. Felette a szürke crinoideás–tabulatás mészkő található néhány méter vastagságban. Dőlése 180/40°. Ez a faunás mészkő képezi a hegység legkeletibb tabulatás előfordulását:

*Favosites goldfussi* D'ORBIGNY

*Thamnopora* sp.

## II. RENDSZERTANI LEÍRÁS

A Tabulaták rendszertani leírásánál D. HILL—E. C. STUMM által [in: R. C. MOORE (edit.) Treatise on Invertebrate Paleontology, Part F. Coelenterata, Tabulata. 1956.] használt rendszert követem. A leírt telepek között kevés ép akadt; túlnyomó részük megtartási állapota eléggé rossz. Vizsgálatuk főleg felületi hossz- és keresztmetszeti, polírozott csiszolatban, ill. az ép telepek alapján történt.

Phylum: **COELENTERATA** FREY et LEUCKART, 1847.

Classis: **ANTHOZOA** EHRENBERG, 1834.

Ordo: **TABULATA** MILNE EDWARDS et HAÏME, 1850.

Familia: **Chaetetidae** MILNE EDWARDS et HAÏME, 1850.

Subfamilia: *Chaetelinae* MILNE EDWARDS et HAÏME, 1850.

Genus: *Chaetetes* FISCHER in EICHWALD, 1829.

**Chaetetes magnus** LECOMPTE, 1939.

I. tábla 1.

1939. *Chaetetes magnus* LECOMPTE — p. 162. Pl. XXI. fig. 4., 4a—b.

1959. *Chaetetes magnus* LECOMPTE — DUBATOLOV p. 211. Tab. 65. fig. 1a—b.

1963. *Chaetetes magnus* LECOMPTE — DUBATOLOV p. 121. Tab. 44. fig. 1a—b., 2a—g.

1964. *Chaetetes magnus* LECOMPTE — ERMAKOVA p. 98. Tab. 3. fig. 3—4.

Egyetlen teleptöredék, amelynek eredeti méreteit nem tudjuk megállapítani. A corallitok egyesek vagy sugarasan szétágazók. Átmérőjük csaknem egyenlő (0,40—0,45 mm) szabályos, rendszertint hat-, ritkábban ötszögletű sejtescskék alakját mutatják. Az alaplemezek (tabulák) hosszmet-szetben sűrűn egymás mellett láthatók, egymástól való távolságuk 0,25—0,40 mm között változik. A falvastagság 0,04—0,05 mm között van, a sejtek szögleteiben kissé megvastagodik. A septumtűskék példányon nem láthatók; ezek száma egyébként a faj típusánál is igen kevés, hosszúságuk pedig igen kicsiny.

A legközelebb álló fajok közül a *Ch. regularis* LECOMPTE apróbb (0,16—0,20 mm) és vékonyabb falú (0,03—0,04 mm), lekerekített—sokszögletű corallitjai révén jól elkülöníthető. A *Ch. ninae* ČERNÝŠEV pedig nagyobb méretű (0,5—1,1 mm) sejtjei és nagyobb sejtalfalvastagsága (0,08—0,14 mm) által, valamint megnyúlt sokszögletű corallitjaival, jól fejlett septumtűskéivel biztosan elkülöníthető a *Ch. magnus*-tól.

Elterjedés és kor: A holotípust az Ardennek (Belgium) középsődevonjának eifeli emeletéből (calceolás szint) írták le. Az eifeli emeletből említik továbbá a Szovjetunióból (ÉK-Szibéria, Amur-vidék, Orosz-tábla, Volga—Ural közötti terület, Kuznecki-medence). A giveti emeletből a Szovjetunióból (Kuznecki-medence) és É-Vietnamból (? felsőgiveti) került elő. A középsődevonból, de pontosabb szintmegjelölés nélkül említik még a Szovjetunióból (Ural, Szaján-Altái, Szalair hegység).

Leőhely: Szendrőlád, Völgyi-patak völgyéből, Tóharaszt-pusztá mellől.

Megőrzési hely: A MÁFI Múzeumának Paleozóos Őslénytani Gyűjteménye. — Lelt. sz. D. 168.

Familia: **Heliolitidae** LINDSTRÖM, 1876.

Subfamilia: *Heliolitinae* LINDSTRÖM, 1876.

Genus: *Heliolites* DANA, 1846.

**Heliolites porosus** (GOLDFUSS, 1826.)

I. tábla 2.

1826. *Astraea porosa* GOLDFUSS — p. 64. Taf. 21. fig. 7.

1843. *Porites porosa* ROEMER — p. 4. pl. 2. fig. 9a—b.

1850—1856. *Heliolites porosus* (GOLDFUSS) — G. SANDBERGER et F. SANDBERGER p. 407. Taf. 37. fig. 1.

1853. *Heliolites porosus* (GOLDFUSS) — M. EDWARDS et HAÏME p. 212. Tab. 47. fig. 1a—f.

1860. *Heliolites porosus* (GOLDFUSS) — EICHWALD pp. 452—453.

1899. *Heliolites porosus* (GOLDFUSS) — LINDSTRÖM p. 53. pl. II. fig. 29—37; pl. III. fig. 3., 7.  
 1934. *Heliolites porosus* (GOLDFUSS) — LE MAÎTRE p. 167.  
 1936. *Heliolites porosus* (GOLDFUSS) — LECOMPTE p. 93. pl. 14. fig. 2—5.  
 1940. *Heliolites porosus* (GOLDFUSS) — RUTTEN pp. 1061—1064. Textfig. 2. pl. I. fig. 1—2.  
 1951. *Heliolites porosus* (GOLDFUSS) — ČERNÝŠEV pp. 88—89. Tabl. XXII. fig. 3—5.  
 1954. *Heliolites porosus* (GOLDFUSS) — FONTAINE p. 72. pl. 8. fig. 10—11.  
 1955. *Heliolites porosus* (GOLDFUSS) — KRAEVSKAJA p. 204. Tab. 32. fig. 6.; Tab. 33. fig. 1.  
 1956. *Heliolites (Heliolites) porosus* (GOLDFUSS) — FLÜGEL pp. 73—75. Taf. 1. fig. 1—2.  
 1958. *Heliolites porosus* (GOLDFUSS) — STASIŃSKA pp. 223—224. pl. XXXIII. fig. 1—3.

A fajjal M. LECOMPTE (1936), O. A. JONES—D. HILL (1940) és H. FLÜGEL (1956) igen részletesen foglalkoztak. A szendrői példány erősen koptatott, kihengerelt töredék csupán, amelynek csiszolt felületén csak elmosódottan láthatók a *Heliolites* genusra jellemző bélyegek. Aránylag jól elkülöníthetők a coenenchymatikus csövecskék, s az ezek között elhelyezkedő nagyobb corallitok, amelyek egymástól 1,0—2,0 mm-re vannak. A coenenchymatikus csövecskék sűrűn egymás mellett állnak, szögletesek, aprók, átmérőjük keresztmetszetben 0,1—0,2 mm. A corallitok gömbölyűek, keresztmetszeti átmérőjük 2,0—2,5 mm, jól megkülönböztethetők a coenenchymatikus csövecskéktől. A corallitokban 12 septum található, amelyek majdnem a cső közepéig nyúlnak; ezért a coralliteső keresztmetszetben sokágú csillagformát mutat. A kihengereltség és koptatottság miatt a példány szerkezete hosszsmetszetben nem vizsgálható.

**Elterjedés és kor:** A holotípust az Eifel hegység (Németország) középsődevonjából írták le, pontosabb szintmegjelölés nélkül. Az alsódevon koblenzi emeletének felső részéből említik Csehországból. Mégis főleg az eifeli emeletből ismert: Anglia, Franciaország, Ausztria (Graz), Lengyelország (Szt. Kereszt hegység), Szovjetunió (K-i Ural, Pamír, Turkesztán—Altái, Gisszarszkij hegység, Darvaz, Szaján—Altái, Kuznecki-medence), Észak-Vietnam, Burma, Borneo, Ausztrália, Észak-Afrika.

A giveti emeletből Franciaországból (stringocephaluszos szint), Lengyelországból (Szt. Kereszt hegység), Szovjetunióból (Nyugat-Szibéria, Kuznecki-medence, Amur-vidék) említik.

A középsődevonból pontosabb szintmegjelölés nélkül említik még Angliából (Devonshire), Ausztriából (Burgenland), az Örmény Magasföldről, Szovjetunióból (Altái, Szalair hegység).

**Leleőhely:** Szendrőlád, Mészégető-völgy (5. sz. feltárás).

**Megőrzési hely:** A MÁFI Múzeumának Paleozóos Őslénytani Gyűjteménye. — Lelt. sz. D. 197.

Familia: **Favositidae** DANA, 1846.

Subfamilia: *Favositinae* DANA, 1846.

Genus: *Favosites* LAMARCK, 1816.

### **Favosites goldfussi** D'ORBIGNY, 1850.

I. tábla 3, 4; II. tábla 1—3; III. tábla 3.

A *F. goldfussi* D'ORB. faj körüli rendszertani problémákat E. FLÜGEL—H. FLÜGEL (1961) munkája foglalja össze. A GOLDFUSS (1826) *Calamopora gotlandica* néven írt le néhány telepet. D'ORBIGNY (1850) azonban megállapította, hogy ezek nem azonosak LAMARCK már előzőleg, 1816-ban *Calamopora gotlandica* néven leírt fájával és ezért GOLDFUSS példányait *F. goldfussi* néven különítette el. M. LECOMPTE (1936) revíziója szerint a holotípust csak GOLDFUSS (1826) egyik példánya (Taf. 26. Fig. 3b) képviseli, ezért ezt a példányt *F. goldfussi* forma *pyriformis* néven elkülöníti a többitől, mint a forma *regularis*-tól. LECOMPTE a „forma” elkülönítést nem önálló alfajként, hanem csak fajon belüli módosulatként kezelte. A *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY fajnév alatt tehát még más fajok, változatok, formák rejlenek. R. S. BASSLER (1950), majd B. S. SOKOLOV (1952) szerint az A. PENECKE (1893) által *Favosites eifeliensis*-ként leírt alak a *Favosites goldfussi*-hoz tartozik, s LECOMPTE (1939) forma *regularis*-a ennek a szinonímája. Így a *Favosites goldfussi* magába foglalja a *Favosites goldfussi goldfussi* D'ORBIGNY és a *Favosites goldfussi eifeliensis* (PENECKE) alfajokat is. A. SCHOUPPE (1954) viszont nem ismerte el a PENECKE-féle alfaj prioritását és azt továbbra is *F. goldfussi* D'ORBIGNY forma *regularis* (LECOMPTE) néven emlegette.

A fajon belül tehát még nem tisztázott minden *F. goldfussi* D'ORB. név alatt leírt, vagy említett példány alfaji hovatartozása.

A szendrői anyagból számos példány tartozik a *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY faj alakkörébe. Két példány (lelt. sz. D. 182. és D. 184) megegyezik a *F. goldfussi goldfussi* LECOMPTE-féle (1939) bevont szinonímájának (a *F. goldfussi* forma *pyriformis*-nak) a leírásával és ábrájával, egy másik



példány pedig (lelt. sz. D. 215) a *F. goldfussi eifeliensis* szinonímájaként szereplő, Lecompte-féle (1939) *F. goldfussi* forma *regularis* alakkal. A többi előfordult példányt — összehasonlító anyag híján — nem tudtam alfajra elkülöníteni, ezeket *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY név alatt összefoglalva tárgyalom.

A szendrői telepek többnyire a kőzetbe vannak ágyazva, kihengereltek, így többségük mérete pontosan nem állapítható meg. Egy-két kimállott cipő, ill. félgömb alakú lapított példány mégis mérhető volt. A D. 125. sz. példány  $9,5 \times 5,0 \times 2,6$  cm-es, a D. 181. sz. példány 12,0–10 cm-es telep. A corallitok vagy egyenesek, vagy sugarasan szétágazók. Keresztmetszetben a corallitok nem egyenlő nagyságúak, sok- (többnyire hat-) szögletű sejteket mutatnak, de ritkábban akadnak köztük négy-, vagy ötszögletű, kisebb sejtek is. A corallitok keresztmetszeti átmérője átl. 2,5 mm (max. 3 mm), a kisebbeké 1,0–2,0 mm között változik. A corallitok fala vékony (0,05 mm), belül szórványosan rövid septumtüskék találhatók. Ezek inkább hosszmetsetben, mint keresztmetsetben tűnnek elő. A tabulák vízszintesek, sűrűn állnak. Egymástól való távolságuk 0,3–0,4 mm (max. 1,2 mm). Példányaimon a falpórusok nem tanulmányozhatók. [Ezek a faj eredeti jellemzése szerint kör alakúak, kicsik (0,15–0,20 mm), a peremi részen két sorban rendeződnek el.]

**Elterjedés és kor:** A faj az eifeli emelet egyik legjellemzőbb és leggyakoribb alakja. Az irodalom még a giveti és a felsődevon frasnei emeletéből is említi.

A középsődevonból pontosabb szintmegjelölés nélkül említik: Anglia (Devonshire), Törökország (Anıttaurusz), Szovjetunió (Középső-Ural, Pecsora-medence, Kaukázus, Kuznecki-medence), Észak-Afrika, Észak-Amerika, Ausztrália.

Eifeli emelet: Belgium (Ardennek: cultrijugatus szint); Németország (Eifel hegység); Ausztria (Graz); Szovjetunió (Orosz-tábla, K-i Ural, Ny-i Elő-Ural, Ny-i Ural: calceolus szint, Pecsora-medence, Kaukázus, Volga–Ural terület: Udmurt-föld, Perm terület, Dél-Baskíria, Orenburgi terület; Kuznecki-medence, Amur-vidék, Közép-Ázsia: Turkesztán-Altái, Zeravsan, Gisszarszkij hegység, Pamír, Darvaz, Gornoj-Altái; É-i Pribalhas, Szaján-Altái; Indigarka–Kolima terület, Omulevszkij hegység, Nyugat-Szibéria); Észak-Vietnam.

Giveti emelet: Belgium (Ardennek: stringocephalusos szint); Örmény Magasföld; Lengyelország (Szt. Kereszt hegység); Szovjetunió (Ny-i Ural, Gornoj-Altái); Kína (Szecsuan: stringocephalusos szint).

Felsődevon, frasnei emelet: Belgium (Ardennek).

**Leleőhelyek:** Garadna-völgy, 1. sz. lelőhely (D. 66., D. 87.); Garadna-völgy, 2. sz. lelőhely (D. 84., D. 85., D. 89.); Garadna-pusztá, 205 m mag. pont (D. 160., D. 174.); Gordonyos-bérc ÉNy-i részén levő erdei út bevágása az országúttól 100 m-re K-felé (D. 164.); Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 112., D. 115., D. 125., D. 132., D. 156.); Irota, a falu Ny-i oldalán levő kőfejtő (D. 170.); Mészégető-völgy, 2. sz. lelőhely (D. 181.); Mészégető-völgy, 3. sz. lelőhely (D. 183.); Kosár-domb (D. 159.).

**Megőrzési hely:** A MÁFI Múzeumának Paleozóos Őslénytani Gyűjteménye.

### **Favosites goldfussi goldfussi D'ORBIGNY 1850.**

#### III. tábla 1., 2.

1826. *Calamopora gothlandica* GOLDFUSS — p. 73. Taf. 26. Fig. 3b.  
 1850. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY — p. 107 (partim)  
 1851. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY — M. EDWARDS et HAÏME p. 235.  
 1853. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY — M. EDWARDS et HAÏME p. 214. Taf. 47. Fig. 3., 3a.  
 1879. *Favosites forbesi* var. *eifeliensis* NICHOLSON — p. 3. fig. 1., 1b., p. 61; pl. 2. fig. 3., pl. 3. fig. 1., 1b.  
 1896. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY — GÜRICH p. 134.  
 1899. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY — BOGATYREV p. 13.  
 1900. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY — FRECH p. 188.  
 1901. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY — OSSAT p. 99.  
 1901. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY — PETZ p. 174.  
 1904. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY — SOBOLEV p. 25. (partim)  
 1909. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY — SOBOLEV p. 517. (partim)  
 1914. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY — CHARLESWORTH p. 375. Taf. 33. fig. 5.  
 1936. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY — JONES p. 19. Taf. 2. Fig. 9., 10.  
 1936. „*Calamopora gothlandica*” GOLDFUSS — Lecompte p. 61. Taf. 10. Fig. 5. (partim)  
 1939. *Favosites goldfussi* forma *pyriformis* Lecompte — p. 83. Taf. 13. Fig. 7–13; Taf. 14. Fig. 1–4.  
 1943. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY — JONES p. 34.  
 1952. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY — SOKOLOV p. 24. Taf. 1. Fig. 1–4.; Taf. 2. Fig. 1.  
 1952. *Favosites goldfussi* forma *pyriformis* Lecompte — Le MAÎTRE p. 64.  
 1954. *Favosites* cf. *goldfussi* D'ORBIGNY — FONTAINE p. 36.  
 1954. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY — HILL p. 113.  
 1955. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY — KRAEVSKAJA p. 196. Tab. 26. fig. 4.  
 1956. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY — MA TING YING Taf. 49. Fig. 4.; Taf. 51. Fig. 2.  
 1956. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY — DUBATOLOV pp. 84–86. Tab. 1. fig. 1a–v., 2a–v.  
 1958. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY — STASIŃSKA p. 189. Taf. 1. Fig. 3.; Taf. 5.; Taf. 6.

1959. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY — DUBATOLOV p. 30. Taf. 8. Fig. 1., 2.  
 1959. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY — JANET p. 86. Taf. 39. Fig. 1., 2.  
 1961. *Favosites goldfussi goldfussi* D'ORBIGNY — E. FLÜGEL et H. FLÜGEL p. 391. Taf. 3. Fig. 8.  
 1964. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY — ERMAKOVA p. 96. Tab. 1. fig. 1—6.

Két példány, amelyekről már fentebb szóltam, morfológiailag és méreteiben is közel megegyező LECOMPTE (1939) *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY forma *pyriformis* néven elkülönített és leábrázolt (Taf. XIV. Fig. 2—3.) alakjával. Mindkét telep kissé kihengerelt, lapított hosszúságú. Méreteik:  $7,0 \times 4,0$  cm (D. 182.) és  $9,0 \times 4,0$  cm (D. 184.). A corallitok hajlítottak vagy egy alapi központi részből legyezőszerűen szétágazók. Keresztmetszetben egyenlőtlen nagyságú, lekerekített sejtek láthatók. Átmérőjük 2,0 mm (ritkán 2,5 mm). A corallitok fala vékony. A tabulák vékonyak, vízszintesek, csak néha görbültek. Egymástól való távolságuk 0,5—0,7 mm. A septumtüskék és falpórusok csiszolat híján a példányon nem tanulmányozhatók.

**Elterjedés és kor:** Az alsódevon koblenzi emeletéből Marokkóból, az eifeli emeletből Belgiumból (Ardennek: calceolás szint), Olaszországból (Karni-Alpok), É-Vietnamból, Laoszból említik. A giveti emeletből (stringocephaluszos szint felső része) és a felsődevon frasnei emelet alsó részéből Belgiumból (Ardennek) ismert.

**Lelelőhely:** mindkét példány a Mészégető-völgyből (3. sz. lelőhely) került elő.

**Megőrzési hely:** A MÁFI Múzeumának Paleozóos Őslénytani Gyűjteménye. — Lelt. sz. D. 182., D. 184.

### *Favosites goldfussi eifeliensis* (PENECKE, 1893.)

II. tábla 4.

1893. *Favosites eifeliensis* PENECKE — p. 604. Taf. IX. Fig. 5—6.  
 1939. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY forma *regularis* LECOMPTE — p. 89. pl. 13. fig. 1—6.  
 1952. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY var. *eifeliensis* PENECKE — SOKOLOV p. 27. Tab. III. fig. 1—4.  
 1954. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY forma *regularis* LECOMPTE — SCHOUPPE p. 10. Taf. I. Fig. 5—6.  
 1954. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY forma *regularis* LECOMPTE — FONTAINE p. 38. pl. III. fig. 4—5.  
 1958. *Favosites goldfussi eifeliensis* (PENECKE) — STASIŃSKA p. 190. pl. I. fig. 1—2., pl. II—IV.  
 1959. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY var. *eifeliensis* PENECKE — DUBATOLOV p. 40. Tab. 81. fig. 2a—b.  
 1959. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY var. *eifeliensis* (PENECKE) — JANET p. 87. Tab. 39. fig. 3.

Az alfaj szinonímáit B. S. SOKOLOV (1952), A. SCHOUPPE (1954), A. STASIŃSKA (1958) is közlik. A szendrői anyagból előkerült egy példány, mely megegyezik M. LECOMPTE (1939. Taf. XIII. Fig. 1.) *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY forma *regularis* néven elkülönített módosulatával, ami a *F. goldfussi eifeliensis* (PENECKE) szinonímája. A példány kissé deformált, ellaposodó félgömb alakú, nagy tömör telep. Hossza 13 cm, szélessége 7 cm. A corallitok egyenesek vagy hajlított lefutásúak. Keresztmetszetben elliptikus körvonalú, szabályos sokszögek. Átmérőjük 2,5 mm. A corallitok fala vékony. A tabulák vízszintesek, egymástól egyenletesen, 0,5—0,7 mm-re helyezkednek el. A septumtüskék az alfajnál nem gyakoriak, rövidek és kissé szögben felfelé állók. A falpórusok nem tanulmányozhatók.

**Előfordulás és kor:** Belgium (Ardennek: calceolás szint); Lengyelország (Szt. Kereszt-hg.: couvinien); Ausztria (Graz környéke: eifeli calceolás szint és giveti stringocephaluszos szint); Szovjetunió (Ural: calceolás szint; Közép-Ázsia és Kuznecki-medence: eifeli és alsógiveti); Észak-Vietnam és Laosz (eifeli); Észak-Amerika (eifeli).

**Lelelőhely:** Mészégető-völgy (3. sz. lelőhely).

**Megőrzési hely:** A MÁFI Múzeumának Paleozóos Őslénytani Gyűjteménye. — Lelt. sz. D. 215.

### *Favosites robustus* LECOMPTE, 1939.

III. tábla 4., 5.

1939. *Favosites robustus* LECOMPTE — p. 91. Tab. XIV. fig. 5.  
 1954. *Favosites robustus* LECOMPTE — FONTAINE p. 34. Taf. II. fig. 9., 10., 11.  
 1959. *Favosites robustus* LECOMPTE — JANET p. 100. Tab. XLV. fig. 3., 4.  
 1959. *Favosites robustus* LECOMPTE — DUBATOLOV p. 29. Tab. VII. fig. 5a—b, 6a—b.

Két töredékes telep, amelyek pontos méretei a közetbe való beágyazódás miatt nem állapíthatók meg. A corallitok határozottan egyenlőtlen nagyságúak, keresztmetszetben megnyúlt, legömbölyített sejteket mutatnak. Átmérőik átlagosan 2,5—3,3 mm között vannak, a kisebbek átmérője 1,0—2,0 mm között változnak. A corallitok falvastagsága 0,18—0,3 mm. A septumtüskék kis számúak, nem nagyok, szórطان helyezkednek el a falak belső oldalán. A falpórusok kerekdedek, átmérőjük 0,2 mm; két vagy három sorban helyezkednek el. Egymástól való távolságuk 0,4—0,6 mm. Hossz-

metszetben a tabulák nem voltak tanulmányozhatók, ezek különben a faj jó megtartású egyedein vékonyak, vízszintesek, néha kissé homorúak. A *F. robustus* a corallitok alakja révén hasonlít a *F. goldfussi goldfussi* D'ORBIGNY alfajhoz (= forma *pyriformis* LECOMPTE, 1939. p. 83. Tab. XIII. fig. 7–13), de eltér attól feltűnően egyenlőtlen nagyságú corallitjai és nagyobb falvastagsága által.

**Elterjedés és kor:** A faj fajöltője az eifeli emeletre korlátozódik. Előfordul: Belgium (Ardennek: calceolás szint); Szovjetunió (K-i Ural, Kuznecki-medence, Szaján-Altái, Közép-Ázsia, Indigarka–Kolima vidék, Tas–Hajatah hegység); DNy-Kína (Nagy-Kingán); Észak-Vietnam.

**Lelőhely:** Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 86.); Garadna-pusztta a 205 m-es mag. pont D-i oldala (D. 162.).

**Megőrzési hely:** Mindkét példány a MÁFI Múzeumának Paleozóos Őslénytani Gyűjteményében van elhelyezve.

### **Favosites antipertusus LECOMPTE, 1939.**

IV. tábla 1.

1939. *Favosites antipertusus* LECOMPTE — p. 92. Tab. XIV. fig. 6–7.

1952. *Favosites antipertusus* LECOMPTE — SOKOLOV p. 37. Tab. VI. fig. 4–5.; Tab. VII. fig. 4–5.

1959. *Favosites antipertusus* LECOMPTE — JANET p. 89. Tab. XL. fig. 2.

Egyetlen kihengerelt, összenyomott, felületén koptatott példány. Méretei:  $11 \times 8,5 \times 2,5$  cm. Felépítése megegyezik LECOMPTE leírásával és ábrájával (1939. p. 92. Tab. XIV. fig. 7.). A corallitok keresztmetszete szabályos öt- vagy hatszög alakú, közel egyforma sejteket mutat, ezek átmérője többnyire 2,5–2,7 mm, de akadnak közöttük kisebb (2,0–2,5 mm) átmérőjűek is. A corallitok fala kissé megvastagodó, 0,1–0,3 mm. A tabulák vízszintesek, egyenesek, csak néha görbültek. Egymástól való távolságuk 0,5–1,5 mm. Falpórusok és tüskék a példányon nem tanulmányozhatók.

**Elterjedés és kor:** A holotípust Belgiumból (Ardennek: giveti emelet alsó része) írták le. Ezenkívül megtalálták: Szovjetunió (Ny-i Ural: felsőeifeli, a Középső-Ural K-i része: eifeli); Kína (Tien-San: alsógiveti).

**Lelőhely:** Az Irnak-hegy ÉNy-i oldala.

**Megőrzési hely:** A MÁFI Múzeumának Paleozóos Őslénytani Gyűjteménye. — Lelt. sz. D. 119.

### **Favosites sp.**

Számos olyan erősen sérült, kihengerelt, ill. koptatott példányt foglalok össze e néven, amelyekről csak generikus hovatartozásuk volt megállapítható. Mindegyik példány a III. sorozat középső-devon korú szürke, lemezes, crinoideás – tabulatás mészkövéből került elő.

**Lelőhelyek:** Garadna-völgy, 4. sz. lelőhely (D. 78.); Garadna-pusztta, a 205 m-es mag. pont D-i oldala (D. 161.); az Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 133., D. 134., D. 145., D. 153., D. 157.); a Völgyi-patak völgye, Tóharaszt-pusztta mellett (D. 169.); Mészégető-völgy, 3. sz. lelőhely (D. 188., D. 192.).

Két jó megtartású példányt (D. 149., D. 189.) *Favosites* sp. 1. és *Favosites* sp. 2. megjelöléssel különítik el, melyeket irodalom híján mindeddig nem tudtam meghatározni. A *Favosites* sp. 1. példány (IV. tábla 2.) 12 cm hosszú, 5–6 cm széles, kissé kihengerelt telep (D. 149.). Lelőhelye: az Irnak-hegy ÉNy-i oldala. A *Favosites* sp. 2. példány (IV. tábla 3.), mely a Mészégető-völgy 3. sz. lelőhelyéről való, eléggé koptatott, a csiszolatban tabulái csak elmosódottan láthatók.

Genus: *Pachyfavosites* SOKOLOV, 1952.

### **Pachyfavosites polymorphus (GOLDFUSS, 1826.)**

V. tábla 1–3.

1826. *Calamopora polymorpha* var. *tuberosa* GOLDFUSS — Petrefacta Germaniae. I. p. 74. (edit. 1862) pl. 27. fig. 2a.

1936. *Favosites polymorphus* (GOLDFUSS) — LECOMPTE p. 34. Tab. VII. fig. 1. (cum synonymis)

1947. *Favosites polymorphus* (GOLDFUSS) — JAKOVLEV p. 42. Tab. III. fig. 1.

1950. *Favosites polymorphus* (GOLDFUSS) — TERMIER p. 74. Tab. XXI. fig. 1–8.; Tab. XII. fig. 10.; Tab. XXIV. fig. 1–7.; Tab. XXVII. fig. 1., 4., 6.

1951. *Favosites polymorphus* (GOLDFUSS) — ČERNÝŠEV p. 33. Tab. VII. fig. 6–8.

1952. *Favosites (Pachyfavosites) polymorphus* (GOLDFUSS) — SOKOLOV p. 44. Tab. IX. fig. 1–4.; Tab. X. fig. 1–3.

1955. *Favosites polymorphus* (GOLDFUSS) — KRAEVSKAJA p. 194. Tab. XXVIII. fig. 1a–v.

1959. *Pachyfavosites polymorphus* (GOLDFUSS) — DUBATOLOV — LIN BAO JUI et ČI JU-I. p. 20. Tab. V. fig. 1a–b.

1959. *Pachyfavosites polymorphus* (GOLDFUSS) — DUBATOLOV p. 63. Tab. XVIII. fig. 1–ab, 2a–b, 3a–b, 4a–b.

Számos példányom többsége sérült, kihengerelt telep. Keresztmetszetben a corallitok egyenlőtlenek, sokszögletes – lekerekített formájúak. Átmérőjük 1,7–2,0 mm között változik. Faluk mérsékeltlen vastag, általában 0,3 mm körüli. A falpórusok szórt helyzetűek, kerekdedek, ritkán elliptikusak. Átmérőjük 0,25 mm, egymástól való távolságuk 1,0–2,0 mm. A septumtűskék száma csekély, ritkák, rövidek. Hosszmetszetben a corallitok sugárszerűen széthajlók. A tabulák nagyszámúak, vízszintesek, vékonyak. Egymástól való távolságuk 0,2–1,0 mm.

Az egyik telep (D. 121.), amelynek mérete  $11 \times 10 \times 4$  cm, megegyezik Lecompte (1936. p. 37.) leírásával és ábrájával (Taf. VII. fig. 1.), csak a telep méretei nagyobbak valamivel. Két másik példány (D. 163.), melyek 5,0 cm keresztmetszeti átmérőt mutató töredékek, Lecompte (1936. Taf. VII. fig. 1a) ábrájára hasonlítanak.

**Elterjedés és kor:** A holotípust az Eifel hegység középsődevonjából írták le pontosabb szintmegjelölés nélkül. Az eifeli emeletből említik még: Belgiumból (Ardennek: calceolás szint); Szovjetunióból (Ny-i Ural: calceolás szint, Kaukázus, Kuznecki-medence, Indigarka-Kolima terület: Omulevskij-hg., Tas – Hajatah-hg.: calceolás szint, Közép-Ázsia: Turkesztán-Altái, Rudnoj-Altái, Zervsan hegység, Gisszarszkij hegység, Darvaz; Amur-vidék; Szaján-Altái; Szalair hegység; Nyugat-Szibéria); Dél-Kínából, Észak-Vietnamból, Észak-Afrikából.

A giveti emeletben előfordul: Belgium (Ardennek: stringocephalusos szint); Szovjetunió (Szaján-Altái, Kuznecki-medence); Kína (Nagy-Kingán).

**Leőhelyek:** Garadna-völgy, 3. sz. leőhely (D. 90.), Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 111., D. 121., D. 130., D. 131., D. 154.); Garadna-puszt, a 205 m-es mag. pont D-i oldala (D. 163.)

**Megőrzési hely:** A MÁFI Múzeumának Paleozóos Őslénytani Gyűjteménye.

Genus: *Caliapora* SCHLÜTER, 1889.

### *Caliapora* cf. sp.

V. tábla 4.

Egy példányt (D. 55.), mely jellegeiben nagy hasonlóságot mutat A. STASIŃSKA (1969. p. 773. Pl. I. fig. 1–2, 4.) által ismertetett *Caliapora battersbyi* fajhoz, *Caliapora* cf. sp. néven sorolok feltételesen ebbe az alakkörbe. A *Caliapora* genus a középsődevon eifeli és giveti emeleteiben fordul elő.

**Leőhely:** Garadna-völgy, 2. sz. leőhely.

**Megőrzési hely:** A MÁFI Múzeumának Paleozóos Őslénytani Gyűjteménye.

Subfamilia: *Pachyporinae* GERTH, 1920.

Genus: *Thamnopora* STEININGER, 1831.

### *Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE, 1830.)

VI. tábla 2–4., VII. tábla 1.

1826. *Calanopora spongites* var. *ramosa* GOLDFUSS — p. 76. pl. 28. fig. 2a–b.  
 1830. *Alveolites reticulata* BLAINVILLE — p. 369.  
 1851. *Favosites reticulata* EDWARDS et HAÏME — p. 241.  
 1853. *Favosites reticulata* EDWARDS et HAÏME — p. 215. pl. 48. fig. 1., 1a–b.  
 1879. *Pachypora cervicornis* (BLAINVILLE) — NICHOLSON p. 82.  
 1885. *Favosites reticulata* EDWARDS et HAÏME — FRECH p. 104. pl. 11. fig. 4.  
 1893. *Pachypora orthostachys* PENECKE — p. 607. Tab. X. fig. 7., 8.; Tab. XI. fig. 11.  
 1896. *Pachypora reticulata* (BLAINVILLE) — GÜRICH p. 135. pl. 5. fig. 4a–d.  
 1904. *Pachypora reticulata* (BLAINVILLE) — PENECKE p. 150.  
 1918. *Favosites polymorpha* GOLDFUSS — VINASSA DE REGNY p. 93. Tav. VIII. fig. 13., 14.  
 1923. *Pachypora reticulata* (BLAINVILLE) — PAECKELMANN p. 78.  
 1934. *Pachypora reticulata* (BLAINVILLE) — LE MAÎTRE p. 173.  
 1934. *Pachypora orthostachys* PENECKE — LE MAÎTRE p. 175. pl. 18. fig. 4–5.  
 1936. *Favosites reticulatus* (BLAINVILLE) — Lecompte p. 45–54. pl. 8. fig. 5.; pl. 9. fig. 1. (cum synonymis)  
 1938. *Thamnopora orthostachys* var. *minor* WEISSERMEL — p. 69. Taf. 2. Fig. 7., 8.  
 1939. *Pachypora nicholsoni* FRECH — KELUS p. 48. Abb. 40., 41.  
 1939. *Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE) — Lecompte p. 111. pl. 16. fig. 3.  
 1953. *Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE) — KROPFITSCH et SCHOUPPE p. 98. Taf. I. Fig. 4.  
 1958. *Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE) — STASIŃSKA p. 203. Taf. 14., 15.  
 1959. *Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE) — ČUDINOVA p. 72. Tab. X. fig. 1–4.; Tab. XI. fig. 1–4.; Tab. XII. fig. 1–3.; Tab. XIV. fig. 1a–b.  
 1959. *Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE) — JANET p. 109. Taf. 49. Fig. 3.  
 1961. *Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE) — E. FLÜGEL et H. FLÜGEL, p. 393. (cum synonymis)

Az előkerült számos példány többsége a kőzetbe ágyazódik. A telepek elágazók vagy gyengén ágas-bogasok; a telepkersztmetszet kerek, vagy ovális, a kersztmetszeti átmérő 8,0–9,0 mm (max. 15 mm). Kersztmetszetben a corallitok a telep tengelye mentén párhuzamos elrendeződésűek, enyhén lekerekítettek, a széleken viszont élesen sokszögletesek. Kersztmetszeti átmérőjük 0,6–1,2 mm között változik. A corallitok fala sima, néha enyhén hullámos, a polipcsövek hajlataiban fokozatosan vastagodó. A falvastagság átlaga 0,1–0,3 mm (min. 0,05 mm, max. 0,5 mm). A pórusok kerekdedek, egy sorban helyezkednek el, egymástól való távolságuk 0,4–0,6 mm. Kersztmetszeti átmérőjük 0,1 mm. A septumtűskék gyengén fejlettek vagy egyáltalán nincsenek. A tabulák igen vékonyak, homorúak, egymástól való távolságuk 0,3–0,4 mm.

Három példányom (D. 122., D. 123., D. 141.) megegyezik M. LECOMPTE (1936. p. 50. pl. IX. fig. 1., 1a, 1b.) *Fav. reticulatus* (BLAINVILLE) typus B. megjelölésű példányának leírásával és ábrájával. A telepek kissé széttartó kötegeket alkotnak. Egy példányom (D. 114.) LECOMPTE (1936. p. 51. pl. IX. fig. 2., 2a., 2b.) *Fav. reticulatus* (BLAINVILLE) typus C. példányával azonosítható. A telepek ágasak, kersztmetszeti átmérőjük 5,0–6,0 mm. A corallitok sokszögűek, belül kerekdedek, kersztmetszeti átmérőjük 0,7 mm.

**Elterjedés és kor:** Gyakori, nagy területi elterjedésű, az eifeli és giveti emeletre jellemző *Tabulata* faj. Az alsódevon felső részéből említik ÉNy-Franciaországból és Ausztriából (Graz környéke).

Eifeli emelet: Belgium (Ardennek); Németország (Rajna-vidék); Spanyolország (Asturia); Ausztria (Graz); Lengyelország (Szt. Kerszt-hg.); Kis-Ázsia; Szovjetunió (Észak-Ural, Közép-Ural, Kelet-Ural, Nyugat-Szibéria, Turkesztán-Altái, Déli-Altái, Zeravsan-Gisszarszkij hegység, Pamír, Darvaz, Kuznecki-medence, Tuvai-medence, Hakkasz terület, Minuszinszkij-medence).

Giveti emelet: Belgium (Ardennek); Németország (Eifel-hg., Rajna-vidék, Westfalia); Ausztria (Graz); Lengyelország; Szovjetunió (Orosz-tábla, Ny-i Ural, K-i Ural, Kaukázus, Szibéria, Tarbagataj, Kuznecki-medence, Amur-vidék); Kína (Tien-San, Dél-Yünnan, Szecsuan, Shensi, Kansu); Ausztrália (Dél Új-Wales).

Pontosabb szintmegjelölés nélkül a középsődevonból említik még: Anglia (Devonshire); Franciaország; Olaszország (Karni-Alpok); Törökország (Anti-Taurus); Szovjetunió (Pecora-vidék); Kína.

A felsődevon frasnei emelet alsó részében Spanyolországban, Angliában (Devonshire), Szovjetunióban (Szibéria, Amur-vidék) fordult elő.

**Lelőhely:** Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 92., D. 105., D. 106., D. 113., D. 114., D. 120., D. 122., D. 123., D. 137., D. 141.); Mészégető-völgy, 2. sz. lelőhely (D. 177.); Mészégető-völgy, 6. sz. lelőhely (D. 43.); Gordonyos-bérc (D. 40., D. 56.).

**Megőrzési hely:** A MÁFI Múzeumának Paleozóos Őslénytani Gyűjteménye.

### ***Thamnopora* cf. *micropora* LECOMPTE, 1939.**

VII. tábla 2–3.

1939. *Thamnopora micropora* LECOMPTE — p. 118. pl. XVI. fig. 21.

1954. *Thamnopora micropora* LECOMPTE — FONTAINE p. 55. pl. VI. fig. 9–10.

1958. *Thamnopora micropora* LECOMPTE — STASIŃSKA p. 202. pl. XII. fig. 4.; pl. XIII. fig. 1–2.

Néhány — a szürke, lemezes mészkőből származó — erősen koptatott telepecske közel áll A. STASIŃSKA (1958. p. 202. pl. XIII. fig. 2.) leírásához és ábrájához. Sajnos, a megtartási állapot miatt nem volt lehetséges a fajjal való biztosan azonosítás. A telepek megnyúltak, hengeres alakúak, kersztmetszetben oválisak vagy kerek. Hosszuk 7–10 mm, átmérőjük 5–8 mm. A corallitok (polipcsövek) kersztmetszetben egyenlőtlen sokszögűek, átmérőjük a központi zónában 0,5–0,8 mm, a széleken 1,0 mm. Hosszmetszetben a corallitok sugárnyalábszerűen, gyengén hajlott ív alakban helyezkednek el. A tabulák ferdek, egymástól való távolságuk nem egyforma. Példányaimnál a pórusok nem voltak megfigyelhetők. Septumtűskék a fajnál nincsenek.

**Elterjedés és kor:** A holotípust Belgiumból (Ardennek) a felsődevon frasnei emeletének felső részéből írták le. Említik még Laoszból (frasnei emelet) és Lengyelországból (középsődevon, eifeli emelet).

**Lelőhely:** Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 118.); Mészégető-völgy, 6. sz. lelőhely (D. 199., D. 209.).

**Megőrzési hely:** A MÁFI Múzeumának Paleozóos Őslénytani Gyűjteménye.

**Thamnopora sp.**

Számos példányt — melyek fajra való meghatározása nem volt lehetséges, csak genusba való hovatartozásuk volt eldönthető — *Thamnopora* sp. néven foglalok össze.

**Lelőhelyek:** Garadna-völgy, 1. sz. feltárás (D. 67., D. 68., D. 69., D. 71.); Garadna-völgy, 3. sz. feltárás (D. 74., D. 75., D. 81.); Garadna-völgy, 6. sz. feltárás (D. 39., D. 79.); Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 127., D. 139., D. 140., D. 147., D. 148., D. 151., D. 155.); Garadna-pusztta 205 m-es mag. pont D-i oldala (D. 173.); Gordonyos-bérc (D. 41.); Szendrőlád, a Völgyi-patak völgye Tóharaszt-pusztta mellett (D. 167.); Irota, Ny-i nagy kőfejtő (D. 171.); Kakaskőtől É-ra 200 m-re, a Mészégető-völgy felé (D. 175.); Mészégető-völgy, 2. sz. lelőhely (D. 178.); Mészégető-völgy, 3. sz. lelőhely (D. 185., D. 186., D. 187., D. 188.); Mészégető-völgy, 5. sz. lelőhely (D. 31., D. 38., D. 194., D. 196.); Mészégető-völgy, 6. sz. lelőhely (D. 198., D. 204., D. 205., D. 210., D. 211.).

Két példányt, amelyek fajra való meghatározása egyelőre nem volt lehetséges, *Thamnopora* sp. 1. (VII. tábla 4.), ill. *Thamnopora* sp. 2. (VIII. tábla 1.) megjelöléssel különíték el.

Az 1. sz. példány (D. 81.) hengeres alakú, koptatott példány. Hossza 32 mm, átmérője 10 mm. Méretei alapján a *Th. polytremata* DUBATOLOV faj alakköréhez áll legközelebb.

A 2. sz. példány (D. 167.) szintén kihengerelt példány, a telep keresztmetszetét mutatja. Átmérője 20 mm.

**Megőrzési hely:** A MÁFI Múzeumának Paleozóos Őslénytani Gyűjteménye.

Genus: *Gracilopora* ČUDINOVA, 1964.

**Gracilopora cf. acuta ČUDINOVA, 1964.**

VIII. tábla 2–4.

1964. *Gracilopora acuta* ČUDINOVA — p. 32. Tab. XI. fig. 1.

Néhány kőzetmintában számos telep fordult elő, melyek felületi csiszolatban voltak vizsgálhatók, és leginkább az I. I. ČUDINOVA által leírt *Gr. acuta* fajhoz állnak legközelebb (1964. Tab. XI. fig. 1.). A telepek egyenesek, a kőzetben egymással párhuzamosan helyezkednek el, néha ágszerűen szétágazók. Az ágak hengerszerűek, keresztmetszeti átmérőjük 4–8 mm között változik, hosszuk 15–20 mm. A corallitok keresztmetszete lekerekített sokszög. Átmérőjük a belső részen 0,3–0,4 mm, a peremi részen 0,5 mm. Az ágak tengely menti részén a corallitok párhuzamosan helyezkednek el, majd folyamatosan visszahajlanak és éles szögben kerülnek az ágak felszínére. A corallitok fala belül 0,1 mm; a meghajlás után vastagodó, 0,2–0,3 mm. Pórusok és septumtüskék nem tanulmányozhatók. A tabulák vízszintesek, egyenlőtlen eloszlásúak. Példányaimnak a fajjal való biztos azonosítása a példányok kihengereltsége miatt nem lehetséges.

**Előfordulás és kor:** A holotípust a Kuznecki-medencéből (eifeli emelet) írták le. V. N. DUBATOLOV — N. JA. SPASSKIJ (1971. p. 11.) Pribalhas területéről a felsőeifeliből említ *Gracilopora ex gr. acuta* ČUD.-t.

**Lelőhely:** Garadna-völgy, 1. sz. lelőhely (D. 63., D. 70.); Garadna-völgy, 3. sz. lelőhely (D. 88.); Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 95., D. 108., D. 126., D. 128., D. 129.).

**Megőrzési hely:** A MÁFI Múzeumának Paleozóos Őslénytani Gyűjteménye.

Genus: *Striatopora* HALL, 1851.

**Striatopora sp.**

VI. tábla 1.

Egy szürke, lemezes mészkőbe ágyazott gyöngye megtartású telep a *Striatopora* genusra jellemző bélyegeket mutatja a faji meghatározás lehetősége nélkül. Kissé hajlított, széttartó corallitokból áll, hossza 37 mm, keresztmetszeti átmérője 4,0–5,0 mm (D. 147.).

Egy másik példányt, amelynél csak a telep formája és mérete miatt következtethetünk e genusba való tartozására, *Striatopora* (?) sp. néven említék meg (D. 179.).

E genusra jellemző morfológiai bélyegek: A telepek egyedülállóak, vagy ágszerűen szétágazók. A corallitok hajlítottak, éles hajlással érnek a telep felszínére. A corallitok csöve mély nyílású, éles peremű, szinte ajakszerűen kiképzett. Keresztmetszetben a corallitok lekerekített sokszögű formát



mutatnak. A pórusok jól fejlettek, 1–3 sorban helyezkednek el. A tabulák ritkák, vízszintesek, néha kissé görbültek. Septumtüskék ritkák, vagy teljesen hiányoznak.

**Elterjedés és kor:** A genus kozmopolita elterjedésű. A genusöltő a felsőszilur ludlovi emeletétől a devon végéig terjed.

**Lelőhely:** Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 147.); Mészégető-völgy, 3. sz. lelőhely (D. 179.).

**Megőrzési hely:** A MÁFI Múzeumának Paleozóos Őslénytani Gyűjteménye.

Subfamilia: *Alveolitinae* DUNCAN, 1872.

Genus: *Alveolites* LAMARCK, 1801.

### *Alveolites fornicatus* SCHLÜTER, 1889.

IX. tábla 1–3.

1889. *Alveolites fornicata* SCHLÜTER — p. 125.

1896. *Alveolites scalensis* GÜRICH — p. 149. pl. 3. fig. 2a–b.

1933. *Alveolites fornicatus* SCHLÜTER — LECOMPTE p. 32. pl. 11. fig. 2.

1939. *Alveolites fornicatus* SCHLÜTER — LECOMPTE p. 50.

1951. *Alveolites fornicatus* SCHLÜTER — ČERNÝŠEV. p. 59. Tab. XV. fig. 5–6.

1953. *Alveolites fornicatus* SCHLÜTER — STASIŃSKA p. 226. pl. 2. fig. 4.; pl. 3. fig. 1.; textfig. 9–10.

1954. *Alveolites straeleni* LECOMPTE — STASIŃSKA p. 285. fig. 4.

1958. *Alveolites fornicatus* SCHLÜTER — STASIŃSKA p. 206. pl. XVI–XVIII.

Öt telep került elő; ezek közül három jól mérhető volt, annak ellenére, hogy a kőzetbe vannak ágyazva. Az egyik telep (D. 127.)  $4,1 \times 2,5$  cm; a másik (D. 150.)  $4,0 \times 2,0$  cm; a harmadik kimállott telep (D. 191.)  $6,8 \times 3,7 \times 1,6$  cm. A telepek tömörek, megnyúlt-oválisak, többnyire erősen lapítottak. A szendrői példányok nagysága STASIŃSKA (1958) példányaiéhoz hasonló, a D. 191. példány meg egyezik az általa leábrázolt teleppel (Taf. XVII. fig. 2.). A corallitok kissé megnyúlt, egyenlőtlenül szögletes vagy ovális körvonalat mutatnak, a telep felületén tetőcserépszerűen egymás fölé helyezett formában tűnnek fel. Keresztmetszetben változatos alakúak; megnyúlt sejtekről lévén szó, a nagyobbik átmérő  $0,5–1,0$  mm, a kisebbik  $0,3–0,7$  mm (főleg  $0,5$  mm). A falak vastagsága  $0,1–0,2$  mm. A falat számos kerekded pórus töri át, amelyek egymástól  $0,3–0,5$  mm-re, egy sorban helyezkednek el; átmérőjük  $0,2$  mm. A corallitok belsejében néhány jól fejlett septumtüske és számos, rövidebb tüske található.

Előzetes jelentésemben (1972) a faunalistában említettem egy példányt *Alveolites* cf. *praelimniscus* LE MAÎTRE néven. Utólagos vizsgálatok alapján azonban ez a telep is az *Alveolites fornicatus* SCHLÜTER fajhoz tartozik, így az akkori utalást ezúton helyesbíttem.

**Elterjedés és kor:** A faj a középsődevon eifeli és giveti emeleteiben fordul elő. A holotípust az eifeli emeletből (Eifel-hg., Gerolstein) írták le. Az eifelből említik még Belgiumból (Dinant: couvinien); Lengyelországból (Szt. Kereszt-hg.: couvinien); Szovjetunióból (Gornoj-Altái); Észak-Afrikából (Marokkó). A giveti emeletből pedig Belgiumban (stringocephaluszos szint), Lengyelországban (Szt. Kereszt-hg.) és a Szovjetunióban (Kuznecki-medence, Nyugat-Szibéria) ismeretes.

**Lelőhelyek:** Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 116., D. 127., D. 150.); Mészégető-völgy, 3. sz. lelőhely (D. 191.); a Borda-tanyától DNy-ra levő 245 m-es mag. ponttól (Szokoly) D-re vezető erdei út mellett (D. 213.).

**Megőrzési hely:** A MÁFI Múzeumának Paleozóos Őslénytani Gyűjteménye.

### *Alveolites minutus* LECOMPTE, 1939.

X. tábla 1., 2.

1939. *Alveolites minutus* LECOMPTE — p. 53. Pl. V. fig. 10.

1959. *Alveolites minutus* LECOMPTE — JANET p. 119. Tab. LIV. fig. 1.

A három jó megtartású, de mészköbe ágyazott telep méretei csak hozzávetőlegesen voltak megállapíthatók:  $13 \times 8,5$  cm (D. 190.);  $12 \times 6$  cm (D. 82.);  $10 \times 8$  cm (D. 212.). A telepek lemezes felépítésűek, szabálytalan alakúak. A corallitok keresztmetszete ovális, vagy enyhén hajlított kifli alak; nagyságuk egyenlőtlen. Keresztmetszeti átmérőjük hosszirányban  $0,5–0,6$  mm, szélességi irányban  $0,3–0,35$  mm. A corallitok falainak vastagsága  $0,07–0,13$  mm. A tabulák vékonyak; egymástól való távolságuk  $0,1–0,5$  mm; ennek oka a polipcsövek egyenlőtlen elhelyezkedése. A corallitcsövek belső fala alsó részének közepén egy jól fejlett septumtüske található. Példányaimon a pórusok nem vizsgálhatók.

**Elterjedés és kor:** A faj az eifeli emeletre korlátozódik. A holotípust Belgiumból (Ardennek: eifeli emelet, calceolás szint) írták le. Említik még Lengyelországból (Szt. Kereszt-hg.: couvinien) és a Szovjetunióból (K-i Ural).

**Lelőhelyek:** Garadna-völgy, 3. sz. lelőhely (D. 82.); Mészégető-völgy, 3. sz. lelőhely (D. 190.); Mészégető-völgy, 8. sz. lelőhely (D. 212.).

**Megőrzési hely:** A MÁFI Múzeumának Paleozóos Őslénytani Gyűjteménye.

### **Alveolites taenioformis** SCHLÜTER, 1889.

XI. tábla 1., 2.

1889. *Alveolites taenioformis* SCHLÜTER — p. 121.  
 1904. *Alveolites angusticellata* SOBOLEV — p. 28. Pl. 3. fig. 1–3.  
 1909. *Alveolites angusticellata* SOBOLEV — p. 520.  
 1939. *Alveolites taenioformis* SCHLÜTER — LECOMPTE p. 55. Pl. VIII. fig. 3–4.  
 1952. *Alveolites taenioformis* SCHLÜTER — SOKOLOV p. 91. Pl. 23. fig. 6.

Egy sérült, kissé kopott telep került elő, melynek méretei  $9,0 \times 3,8 \times 3,0$  cm. A corallitok elliptikusak, keresztmetszeti átmérőjük hosszirányban 0,3–0,4 mm, szélességi irányban 0,15–0,20 mm. Hosszmetszetben a corallitok sűrűn egymás mellett, ferde, szalagszerű vagy hullámos lefutásban helyezkednek el. Falvastagságuk 0,12–0,15 mm. A falpórusok száma sok, szétszórva helyezkednek el a falakban. A tabulák erősek, egyenesek vagy homorúak, egymástól való távolságuk 0,2–0,5 mm.

**Elterjedés és kor:** A fajt ábrázolás nélkül Németországból (Eifel-hg.: Gerolstein), az eifeli emeletből írták le. Előkerült még Belgiumból (Ardennek: couvinien), Lengyelországból (Szt. Kereszt-hg.: couvinien), a Szovjetunióból (Ny-i Ural: felsőeifeli).

**Lelőhely:** Garadna-völgy, 2. sz. lelőhely.

**Megőrzési hely:** A MÁFI Múzeumának Paleozóos Őslénytani Gyűjteménye. — Lelt. sz. D. 83.

### **Alveolites** sp.

X. tábla 3.

Néhány példányt *Alveolites* sp. (D. 43., D. 58., D. 59.), amelyeknél pedig még a genusba való tartozás is kétséges, *Alveolites* (?) sp. (D. 57., D. 62., D. 64., D. 91., D. 97.) néven említék. Ezek pontosabb meghatározása, megtartási állapotuk miatt, lehetetlen. Három példányt (D. 109., D. 117., D. 144.) pedig elkülöníték *Alveolites* sp. 1., 2., 3. megjelöléssel; lehetséges, hogy megfelelő irodalom birtokában meghatározásuk később megoldást nyerhet.

**Lelőhelyek:** Garadna-völgy, 1. sz. lelőhely (D. 58., D. 62., D. 64.); Garadna-völgy, 2. sz. lelőhely (D. 57., D. 59.); Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 91., D. 97., D. 109., D. 117., D. 144.); Mészégető-völgy, 6. sz. lelőhely (D. 43.).

**Megőrzési hely:** A MÁFI Múzeumának Paleozóos Őslénytani Gyűjteménye.

**Familia:** *Auloporidae* MILNE EDWARDS et HAÏME, 1851.

**Subfamilia:** *Syringoporinae* NICHOLSON, 1879.

**Genus:** *Syringopora* GOLDFUSS, 1826.

### **Syringopora eifeliensis** SCHLÜTER, 1889.

XII. tábla 1.

1889. *Syringopora eifeliensis* SCHLÜTER — p. 167. Taf. 15. fig. 1–5.  
 1901. *Syringopora eifeliensis* SCHLÜTER — PETZ p. 198. Tab. II. fig. 2a–b.  
 1902. *Syringopora eifeliensis* SCHLÜTER — LEBEDEV p. 59.  
 1939. *Syringopora eifeliensis* SCHLÜTER — LECOMPTE p. 168. Tab. 11. fig. 4.  
 1947. *Syringopora eifeliensis* SCHLÜTER — JAKOVLEV p. 44. Tab. IV. fig. 2.  
 1951. *Syringopora eifeliensis* SCHLÜTER — DEGTJAREV p. 32. Tab. IV. fig. 4a–b.  
 1951. *Syringopora eifeliensis* SCHLÜTER — ČERNÝŠEV p. 73. Tab. XIX. fig. 3–4.  
 1952. *Syringopora eifeliensis* SCHLÜTER — SOKOLOV p. 120.  
 1955. *Syringopora eifeliensis* SCHLÜTER — KRAEVSKAJA p. 201. Tabl. 32. fig. 2.  
 1959. *Syringopora eifeliensis* SCHLÜTER — JANET p. 130. Tab. 61. fig. 1.  
 1959. *Syringopora eifeliensis* SCHLÜTER — DUBATOLOV p. 191. Tab. 60. fig. 4a–b., 5.

Egy-két, a kőzetbe ágyazott szétnyomott teleptöredék, amely csak felülnézetben vizsgálható. A corallitok hosszukásan megnyúltak, többnyire párhuzamosak és egyenesek, néha kissé meggörbültek. Keresztmetszetük általában kör, néha kissé ovális. Keresztmetszeti átmérőjük 4,0–5,0 mm-nél csak ritkán kisebb vagy nagyobb. A corallitok elhelyezkedése nem egyenletes, egymástól való távolságuk 1,5–4,0 mm. Faluk 0,1 mm vastag. Az összekötő csövecskék (tubes) ritkák, rövidek, szélességük 0,3 mm. Septumtüskék nem láthatók. A tabulák tölcser alakúan besüllyednek a csövekbe, egymáshoz közelállók, néha csőszerű megjelenésűek, 1,3–1,6 mm átmérővel.

A fajhoz közelálló *Syringopora vulgaris* JANET valamivel nagyobb méretindexeivel és a septumtüskék teljes hiányával jól elkülöníthető a fajtól.

**Elterjedés és kor:** A faj az eifeli emelet egyik jellemző alakja. A holotípust Németország (Eifel-hg.: Gerolstein) középsődevonjából írták le. Előkerült még a következő területek eifeli rétegeiből: Belgium (Ardennek); Szovjetunió (DK-i Orosz-tábla, É-i Ural, Ny-i Ural, K-i Ural, Volga–Ural közötti terület, Kaukázus, Novaja Zemlja, Nyugat-Szibéria, Kuznecki-medence, Szalair-hg., Szaján-Altái, D-i Altái, ÉK-Szibéria, Amur-vidék).

A giveti emeletből is említik Belgium (Ardennek: stringocephaluszos szint), a Szovjetunió (Ny-i Ural, Kaukázus, Kuznecki-medence, Szaján-Altái) és Észak-Vietnam területéről.

**Lelőhely:** Mészégető-völgy, 2. sz. lelőhely.

**Megőrzési hely:** A MÁFI Múzeumának Paleozóos Őslénytani Gyűjteménye. – Lelt. sz. D. 180.

### *Syringopora crispa* SCHLÜTER, 1889.

XII. tábla 2., 3.

1885. *Syringopora crispa* SCHLÜTER – p. 12.

1889. *Syringopora crispa* SCHLÜTER – p. 169. Taf. XVI. fig. 5–7.

1911. *Syringopora crispa* SCHLÜTER – FRECH p. 52.

1939. *Syringopora crispa* SCHLÜTER – LECOMPTE p. 167. Taf. XI. fig. 1–3.

1959. *Syringopora crispa* SCHLÜTER – DUBATOLOV p. 193. Tab. LXI. fig. 2a–b.

Két jó megtartású, de mészkőbe ágyazott példány; a telepek pontos méretét megállapítani nem lehet. A telepek ágas-bogasok, egyenes lefutású vagy kissé görbülő corallitokból állnak. A corallitok keresztmetszete kör, átmérőjük 2,0–2,5 mm. Egyenlőtlen eloszlásúak; egymástól való távolságuk 0,5–2,5 mm. A corallitokat összekötő csövecskék ritkák, vízszintes vagy kissé ferde helyzetűek, szélességük (átmérőjük) 0,5–0,7 mm. A corallitok falszerkezete koncentrikus, falvastagságuk 0,3–0,4 mm. A tabulák tölcser alakúak, egyenlőtlen eloszlásúak, mérsékeltten közelfekvők (egymástól való távolságuk 0,2–0,7 mm közötti). A faj típusára jellemző, jól fejlett, hosszú, vékony, nagyszámú septumtüskék példányaimon a megtartás miatt nem voltak megfigyelhetők.

A *Syringopora crispa* SCHLÜTER közel áll az alsódevonból leírt *Syringopora hüleri* PENECKE fajhoz, de a corallitok kisebb mérete, a kisebb falvastagság, a corallitok egymástól való kisebb távolsága és a jól fejlett septumtüskék alapján attól elkülöníthető.

**Elterjedés és kor:** A holotípust Németország (a Rajna-vidék) középsődevonjából írták le, pontosabb szintmegjelölés nélkül. A faj az eifeli emeletre jellemző: Németország (Eifel-hg.); Belgium (Ardennek: calceolus szint); Szovjetunió (Turkesztán-Altái, Gornoj-Altái, Rudnoj-Altái, Zeravsan hegység, Gisszarszkij-hg., Pamír, Darvaz hegység, Kuznecki-medence, Nyugat-Szibéria, Indigarka–Kolima vidék: Tas Hajatah-hg.; Tajmir-félsziget, ÉK-Szibéria, Amur-vidék); Kína (Déli Tien San).

Giveti emeletbeli előfordulásai: Belgium (Ardennek: stringocephaluszos szint); Szovjetunió (Indigarka–Kolima vidék: Tas Hajatah-hg.); Kína (Déli Tien San: stringocephaluszos szint).

**Lelőhely:** Garadna-völgy (D. 98.); Mészégető-völgy, 2. sz. lelőhely (D. 214.).

**Megőrzési hely:** A MÁFI Múzeumának Paleozóos Őslénytani Gyűjteménye.

### *Tabulata* sp., *Tabulata* sp. ind.

Meg kell említenem még a vizsgált anyag azon részét is, amelynek megtartási állapota még genusra vagy famíliára való meghatározást sem tett lehetővé, de amelyeknek a *Tabulata* közé tartozása biztos. Ezek *Tabulata* sp., ill. *Tabulata* sp. indet. meghatározások alatt találhatók meg a múzeumi anyagban.

**Lelőhelyek:** Garadna-völgy, 1. sz. lelőhely (D. 65.); Garadna-völgy, 2. sz. lelőhely (D. 60., D. 61., D. 72.); Garadna-völgy, 3. sz. lelőhely (D. 73., D. 76., D. 77., D. 88.); Garadna-völgy Ny-i vége (D. 42., D. 44.); Garadna-völgy, 6. sz. lelőhely (D. 80.); Abod (D. 22.); Garadna-pusztas a 205

m-es mag. pont D-i oldala (D. 172.); a Gordonyos-bérc D-i oldala (D. 41., D. 109., D. 165.); az Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 93., D. 94., D. 96., D. 99., D. 100., D. 101., D. 102., D. 103., D. 104., D. 107., D. 110., D. 124., D. 135., D. 136., D. 138., D. 142., D. 143., D. 146., D. 152.); Völgyi-patak völgye, a Kecskes-hegy É-i oldala (D. 166.); Mészégető-völgy, 2. sz. lelőhely (D. 176.); Mészégető-völgy, 5. sz. lelőhely (D. 193., D. 195.); Mészégető-völgy, 6. sz. lelőhely (D. 200., D. 201., D. 202., D. 203., D. 206., D. 207., D. 208.); Kosár-domb (D. 158.).

### III. RENDSZERTANI, BIOSZTRATIGRÁFIAI, BIOKRONOLÓGIAI ÉS PALEOBIOGEOGRÁFIAI ÖSSZEFOGLALÓ

A Szendrői-hegység középsődevon crinoideás – tabulatás mészkövéből 16 faj és 2 alfaj került elő, nem számítva az sp. ind.-re meghatározott példányokat. Néhány fajt számozással jelöltem, ezeknél, megfelelő irodalom birtokában, még lehetséges a pontosabb meghatározás. A meghatározott fajok közül 1 faj a *Chaetetidae*, 1 faj a *Heliolitidae*, 12 faj és 2 alfaj a *Favositidae*, 2 faj az *Auloporidae* famíliába tartozik. Két később leírt genust (*Pachyfavosites* és *Gracilopora*), melyek képviselői előfordultak a szendrői anyagban, a rendszertani leírás során be kellett illesztenem familián belül a D. HILL – E. C. STUMM, in: R. C. MOORE (1956) által követett rendszerbe. Meg kell jegyezni, hogy e fent említett rendszeren kívül, melyet leírásom során követtem, más rendszertani beosztások is léteznek. Egyesek a *Chaetetidákat* és *Heliolitidákat* a *Tabulatáktól* elkülönítve tárgyalják.

A szendrői fauna a következő:

#### Chaetetidae

*Chaetetes magnus* Lecompte

#### Heliolitidae

*Heliolites porosus* (Goldfuss)

#### Favositidae

##### Favositinae

*Favosites goldfussi* D'Orbigny

*Favosites goldfussi goldfussi* D'Orbigny

*Favosites goldfussi eifeliensis* (Penecke)

*Favosites robustus* Lecompte

*Favosites antipertusus* Lecompte

*Pachyfavosites polymorphus* (Goldfuss)

*Caliopora* cf. sp.

##### Pachyporinae

*Thamnopora reticulata* (Blainville)

*Thamnopora* cf. *micropora* Lecompte

*Gracilopora* cf. *acuta* Čudinova

*Striatopora* sp.

##### Alveolitinae

*Alveolites fornicatus* Schlüter

*Alveolites minutus* Lecompte

*Alveolites taenioformis* Schlüter

#### Auloporidae

##### Syringoporinae

*Syringopora eifeliensis* Schlüter

*Syringopora crista* Schlüter

Biosztratigráfiai és kronológiai szempontból a hegység paleozóos képződményeiről messzemenő következtetéseket egyelőre nem vonhatunk le. Ez azzal magyarázható, hogy mindeddig nem volt módunkban a külföldi devon típusterületek rétegsorainak helyszíni tanulmányozása, összehasonlító vizsgálata. Úgyisintén meglehetősen kevés összehasonlító ősmaradvány-anyag állt rendelkezésünkre, s ezek híján főleg az egyes irodalmakban közölt adatokra szorítkozhattunk. Sajnos – mint emlí-

tettem volt — a hegység paleozóos képződményeinek túlnyomó része lepusztult, felszíne fedett, a feltárások száma kevés; a mélyfúrások megkutatottság kevés adata nem elégséges finomrétegtani besorolásra és következtetések levonására.

Az eddigi faunisztikai vizsgálatok mégis néhány megállapítást tettek lehetővé. A kőzetanalízis 3 sorozatra osztott szendrői paleozóos képződmények mind devon időszerűek, ezen belül azonban még nem tisztázott pontosan a kronosztratigráfiai besorolás (MIHÁLY S., 1976). Nem tartható fenn tehát a régebbi felfogás (V. I. SLAVIN, 1962), miszerint a képződmények kora É-ről D felé fiatalodik az ordoviciumtól a devonig. Őslénytani bizonyítékok alapján — a földtani és tektonikai eredményekkel párhuzamosan — úgy véljük, hogy a R. KOSÁRY Zs.-féle új beosztás szerinti mészkő összlet rakacai márvány rétegcsoportja és crinoideás—tabulatás rétegcsoportja (a volt I., III., IV. sorozatok részei) alsó- és középsődevon korúak, az átmeneti rétegcsoport és a központi törmelékes összlet (a volt I. és II. sorozat részei) pedig az üledékfolytonosság alapján devon időszerű, egyelőre pontosabb szintezési lehetőség nélkül.

A szendrői mészkő összlet, melyből az értékelhető, devont igazoló faunák előkerültek, túlnyomóan sekélytengeri mészkő, ill. partközeli zátonyszerű mészkőfáciest képvisel, igen kevés törmelékes eleggyel. Az előkerült Tabulaták fajlétői alapján (1. táblázat) a crinoideás—tabulatás mészkő rétegcsoport kora biztosan középsődevon, az eifeli—givetit emeletbe tartozik. Ezen belül azonban — egyrészt a kisszámú feltárások rétegsorainak azonosítás-lehetetlensége, másrészt a fauna törmelékanyagból való gyűjtése miatt — pontos biosztratigráfiai besorolást nem lehetett elvégezni. A korbesorolás helyességét megerősítik az előkerült Tabulata-társulások is. A leggyakoribb fajok [a *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY, *Pachyfavosites polymorphus* (GOLDFUSS), *Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE), *Alveolites fornicatus* SCHLÜTER, *Syringopora eifeliensis* SCHLÜTER, *S. crispa* SCHLÜTER] nemcsak a szendrői, hanem a külföldi középsődevon lelőhelyeken is mindig egymás társaságában fordulnak elő. A szendrői Tabulaták közül egyszámra nézve az előkerült anyag 3/4 részét a *Favosites* és *Thamnopora* tesz ki. A többi genus képviselőinek gyakorisági sorrendje: *Alveolites*, *Syringopora*, *Pachyfavosites*, *Gracilopora*, *Heliolites*, *Striatopora*, *Chaetetes*, *Caliapora*.

Meglepő azonban a szendrői egyéb faunaelemek összevetése más középsődevon típuslelőhelyek egyéb faunatársulásaival. A szendrői középsődevonban a *Tabulaták* és *Crinoideák* a dominánsak, ezekhez igen kevés más faunaelem (*Rugosa*, *Gastropoda*) csatlakozik és teljesen hiányoznak a jellegzetes (főleg nyugat-európai devonban ismert), zátonyfaciesbe illő csoportok (*Stromatopora*, *Bivalviák*, *Palaeoammonoideák*, *Brachiopodák*, *Bryozóák* stb.). A szendrői kifejlődés esetében lokális bio- és litofaciológiai tényezőkkel kell számolnunk. Nehezen lehet következtetni a nagy tengerággal való időbeli összeköttetésre (állandó vagy időszakos voltára), a fauna-kicserélődések lehetőségére, az élővilág optimális paleoökológiai feltételeinek meglétére stb. Mindezek választ adhatnának a megszokott zátonyfacies-faunaképtől való jelentős eltérés magyarázatára. Lito- és biofaciológiai kapcsolat leginkább a grazi középsődevon megfelelő fáciensei [Rannach-Fazies: Barrandei-Kalk (eifeli), Kanzel- és Steinberg-Kalk (givetit), ill. Hochlantsch-Fazies: Kalkschiefer der Hubenhalt (eifeli), Calceola-Schichten, Hochlantsch-Kalk (givetit)] felé keresendő, természetesen az összehasonlítás nagy körülményeként.

A rakacai márvány rétegcsoport biogén eredetű mészkövében az ősmaradványok majdnem teljesen átkristályosodtak, felismerhetetlenné váltak. Csak néhány szerencsés lelet [*Cupressocrinites* sp., *Stylocrinus tabulatus depressus* (MÜLLER), *Gastropoda* sp. átmetszetek] folytán sikerült az alsó-, ill. középsődevonba tartozását valószínűsíteni (MIHÁLY S., 1976).

Paleogeográfiai szempontból a Szendrői-hegységben előfordult faunák alapján — az eddigi véleményekkel ellentétben — nem következtethetünk devonnál régebbi tengeri képződmények jelenlétére, ezt az eddigi európai ösföldrajzi ismeretek is igazolni látszanak. A kambriumban a közép-európai terület kiemelt küszöb volt, csak egy-két helyi, és emellett hézagos tengeri kifejlődés ismert (Ardennek, Lausitz- és Fichtel-hg., Prágai-medence, Lengyel-középhegység). Az ordoviciumban a kaledono-kárpáti gát (barrière kaledono-hongroise) szárazulatához tartozott Magyarország területe is, mely az É-i skandináv-balti sekélytengert és a dél-európai geoszinklinálist választotta el egymástól. A gotlandium végén került hazánk területe összeköttetésbe a dél-európai geoszinklinálissal (Mecsek-hg., Balaton-felvidék, Kisalföld), de a Szendrői-hegység területéről faunával igazolt szilur tengeri képződményeket kimutatni nem lehetett. A szendrői középsődevonból előkerült Tabulaták területi elterjedését összehasonlítva néhány paleobiogeográfiai kapcsolatra következtethetünk (2. táblázat). A korall-fauna összeköttetésére nézve az összeköttetés főleg a nyugat-európai devon tengerrel állhatott fenn. Így a fauna nagy hasonlóságot mutat a belgiumi (Ardennek), a németországi (Eifel, Rajnai-Palahegység) középsődevon Tabulatáival. Mégis legközelebbi kapcsolatot a dél-alpi devon kifejlődések felé kell keresnünk a hazai medencealjzati paleozóos képződményeken (Kisalföld) keresztül a burgenlandi (Hannersdorf) középsődevonon át a Karawankák—Grazer Bergland—Karni Alpok irányába.

Kelet felé még hasonlóságot mutat faunánk a fajok kölcsönös előfordulása alapján a lengyelországi (Szt. Kereszt-hg.) és urali középsődevon tengerággal faunáival, de ezek az esetleges kapcsó-

1. táblázat

A Szendrői-hegység középsődevon Tabulatáinak fajöltői

F a j o k	Alsódevon		Középsődevon										Felsődevon		
	Gedinneien D <sub>1</sub> <sup>1</sup>	Koblenzien D <sub>1</sub> <sup>2</sup>	Eifelien (Couvinien) D <sub>2</sub> <sup>1</sup>		Calceola szint				Givetien D <sub>2</sub> <sup>2</sup>				Frasneien D <sub>3</sub> <sup>1</sup>	Famenneien D <sub>3</sub> <sup>2</sup>	
			Cultrijugatus szint		Calceola szint				Stringocephalus szint						
			Co <sub>1</sub> <sup>a</sup>	Co <sub>1</sub> <sup>b</sup>	Co <sub>1</sub> <sup>c</sup>	Co <sub>2</sub> <sup>a</sup>	Co <sub>2</sub> <sup>b</sup>	Co <sub>2</sub> <sup>c</sup>	Co <sub>2</sub> <sup>d</sup>	Gi <sub>a</sub>	Gi <sub>b</sub>	Gi <sub>c</sub>			Gi <sub>d</sub>
<i>Chaetetes magnus</i> Lecompte															
<i>Heliolites porosus</i> (Goldfuss)															
<i>Favosites goldfussi</i> d'ORBIGNY*															
<i>Favosites robustus</i> Lecompte															
<i>Favosites antipertusus</i> Lecompte															
<i>Pachyfavosites polymorphus</i> (Goldfuss)															
<i>Thamnopora reticulata</i> (Blainville)															
<i>Thamnopora</i> cf. <i>micropora</i> Lecompte															
<i>Gracilopora</i> cf. <i>acuta</i> ČUDINOVA															
<i>Alveolites fornicatus</i> Schlüter															
<i>Alveolites minutus</i> Lecompte															
<i>Alveolites taenioformis</i> Schlüter															
<i>Syringopora eifeliensis</i> Schlüter															
<i>Syringopora crispata</i> Schlüter															

\* A *Favosites goldfussi*-hoz számítva annak itt előfordult alfajait is



## A Szendrői-hegység középsődevon

F a j o k	Belgium (Ardennek)		Németország (Rajnai-Pala-hg, Elifel, Westfalia)		Anglia (Dewonshire)		Franciaország		Spanyolország		Ausztria (Grazi Bergland, Burgenland)		Olaszország (Karni-Alpok)		Lengyelország (Szt. Kereszt-hg.)		Törökország, Kisázsia	
	E	G	E	G	E	G	E	G	E	G	E	G	E	G	E	G	E	G
<i>Chaetetes magnus</i> Lecompte	○																	
<i>Heliolites porosus</i> (Goldfuss)			+	+	○	+	○	○			○	+			○	○		
<i>Favosites goldfussi</i> D'Orbigny*	○	○	○		+	+					○	○	○		○	○	+	+
<i>Favosites robustus</i> Lecompte	○																	
<i>Favosites antipertusus</i> Lecompte		○																
<i>Pachyfavosites polymorphus</i> (Goldfuss)	○	○	+	+														
<i>Thamnopora reticulata</i> (Blainville)	○	○	○	○	+	+	+	+	○		○	○	+	+	○	○	○	+
<i>Thamnopora</i> cf. <i>micropora</i> Lecompte															○			
<i>Gracilopora</i> cf. <i>acuta</i> Čudinova																		
<i>Alveolites fornicatus</i> Schlüter	○	○	○												○	○		
<i>Alveolites minutus</i> Lecompte	○														○			
<i>Alveolites taenioformis</i> Schlüter	○		○												○			
<i>Syringopora eiseliensis</i> Schlüter	○	○	+	+														
<i>Syringopora crispa</i> Schlüter	○	○	○	+														

\* A *Favosites goldfussi*-hoz számítva annak itt előfordult alfajait is

- (1) Orosz-tábla, Volga—Ural közti terület: Orenburg, Perm, Baskiria, Udmurtföld
- (2) Pamir, Darvaz, Gisszárszkij-hg., Zeravsan, Tarbagatuj, Pribalhas, Gornoj-Altái, Turkesztán-Altái, Rudnoj-Altái
- (3) Szaján-Altái, Kuznecki-medence, Tuvai-medence, Minuszinszkij-medence, Hakkasz-föld, Szalair-hg.
- (4) Indigarka-Kolima vidék, Tas Hajatah-hg., Omulevszkij-hg.

○ = előfordul

E = eifeli emelet

+ = középsődevonban fordul elő emeletmegjelölés nélkül G = giveti emelet

latok horizontálisan igen távoliak és nehezen igazolhatók éppúgy, mint a K- és DK-ázsiai, valamint ausztráliai faunaprovinciák felé. Tabulata faunánknak nincs kapcsolata az észak-amerikai fajokkal (csak a kozmopolita *Favosites goldfussi* D'ORB. közös alak), ez is megerősíti, hogy az eurázsiai és amerikai devon geoszinklinálisok nem álltak egymással állandó összeköttetésben.

\* \* \*

Ezúton tartozom köszönettel DR. BALOGH KÁLMÁN professzornak a mindenre kiterjedő alapos lektori munkájáért, számos szakmai tanácsáért és a hegység kutatására vonatkozó tudománytörténeti adatok önzetlen átengedéséért. További köszönetem fejezen ki DR. PELLÉRDY LÁSZLÓNÉ-nak a kiváló fotókért és DR. MIHÁLY SÁNDORNÉ GOMBOS ILDIKÓ geológus technikusnak a terepi munkák során nyújtott segítségért.

Tabulatáinak paleobiogeográfiai kapcsolatai

Szovjetunió																																																											
Örmény-nagásföld, Kaukázus				Európai Oroszország (1)				Pecora-medence				Ural-hg.				Nyugat-Szibéria				Közép-Ázsia (2)				Szaján vidék (3)				ÉK-Szibéria (4)				Amur-vidék				Kína				Vietnam, Laosz, Burma				Indonézia (Borneo)				Ausztrália (Victoria, Dél Új-Wales)				Észak-Afrika				Észak-Amerika			
E	G			E	G			E	G			E	G			E	G			E	G			E	G			E	G			E	G			E	G			E	G																		
																												</																															

## IRODALOM\* — SCHRIFTTUM\*

- BALOGH K. 1949: A Bódva és Sajó közötti barnaköszén-terület földtani viszonyai. — Földt. Közl. 79. pp. 270–286.
- BALOGH K. 1964: Bükk-hegység földtani képződményei. — Földt. Int. Évk. 48. 2. pp. 245–719.
- BASSLER, R. S. 1950: Faunal lists and descriptions of paleozoic corals. — Mem. Geol. Soc. Amer. 44. pp. 1–315. Baltimore.
- BLAINVILLE, H. M. D. 1830: Zoophytes. — Dict. Sci. Natur. 60. pp. 1–546. Paris.
- BODA J. 1964: Catalogus Originalium Fossilium Hungariae. Pars Zoologica. — M. Áll. Földt. Int. kiadv. Budapest. pp. 1–229.
- BOGATYREV, N. 1899: Korally devonskich otloženij Urala. — Trud. Obšč. Estestv. Univ. Imp. Kazansk. 32. pp. 5–71. Kazan.
- BOROVICZENY, F. — FLÜGEL, H. 1962: Biometrische Untersuchungen an Favosites styriacus Penecke (Tabulata) aus dem Mitteldevon von Graz. — Mitteil. naturw. Verein. Steiermark. 92. pp. 7–16. Graz.
- ČERNÝŠEV, B. B. 1951: Silurijskie i devonskie Tabulata i Geliolitida okrain Kuzneckogo ugleznosnogo bassejna. — Vses. Naučn.-issl. Geol. Inst. (VSEGEI) Min. Geol. pp. 1–104. Moskva.
- ČERNÝŠEV, F. N. 1885: Fauna nižnego devona zapadnogo sklona Urala. — Trud. Geol. Komit. 3. 1. pp. 1–107. St. Petersburg.

\* A cirill írásmód FLÜGEL, H.: Bibliographie der paläozoischen Anthozoa (Rugosa, Heterocorallia, Tabulata, Heliolitida, Trachypsanmiacea. Österr. Akad. d. Wiss. 1970. Wien." útmutatója (Vorwort) alapján használt. — Die kyrillische Schreibweise folgt den Anweisungen des Vorwortes von FLÜGEL, H.: Bibliographie der paläozoischen Anthozoa (Rugosa, Heterocorallia, Tabulata, Heliolitida, Trachypsanmiacea). Österr. Akad. d. Wiss. 1970. Wien.

- ČERNÝŠEV, F. N. 1887: Fauna srednego i verchnego devona zapadnogo sklona Urala. — Trud. Geol. Komit. 3. 3. pp. 1–208. St. Petersburg.
- ČERNÝŠEV, F. N. 1893: Fauna nižnego devona vostočnogo sklona Urala. — Trud. Geol. Komit. 4. 3. pp. 1–221. St. Petersburg.
- CHARLESWORTH, J. K. 1914: Das Devon der Ostalpen. V. Die Fauna des devonischen Riffkalkes. IV. Korallen und Stromatoporoiden. — Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 66. pp. 347–407. Berlin.
- ČUDINOVA, I. I. 1959: Devonskie Tannoporidy Južnoj-Sibiri. — Trud. Pal. Inst. Akad. Nauk. SSSR. 73. pp. 1–146. Moskva.
- ČUDINOVA, I. I. 1964: Tabuljaty nižnego i srednego devona Kuzneckogo bassejna. — Trud. Pal. Inst. Akad. Nauk. SSSR. 101. pp. 1–80. Moskva.
- ČUDINOVA, I. I. 1965: Izmenčivosty devonskich Tabuljat Južnoj-Sibiri. — Akad. Nauk. SSSR. Sib. Otd. pp. 3–11. Moskva.
- DEGTJAREV, D. D. 1951: Fauna korallov izvestnjakov, vključajuščich pašijskuju rudonostnuju tolšeu v Čusovskom rajone. — Izd. Uralsk. gos. Univ. pp. 1–40. Sverdlovsk.
- D'ORBIGNY, M. A. 1850: Prôdrome de Paléontologie stratigraphique, universelle des animaux mollusques et rayonnés. — T. I. pp. 1–394. Paris.
- DUBATOLOV, V. N. 1956: Tabuljaty i Geliolitidy severo-vostočnogo Prislairja. — Ežegodn. vses. Pal. obšč. 15. pp. 83–114. Moskva.
- DUBATOLOV V. N. 1959: Tabuljaty, Geliolitidy i Ketetidy silura i devona Kuzneckogo bassejna. — Trud. vses. neft. nauč.-issl. geol. razv. inst. (VNIGRI) 139. pp. 1–292. Leningrad.
- DUBATOLOV, V. N. 1962: Tabuljaty i Geliolitidy silurskich i devonskich otloženij Rudnogo Altaja. — Akad. Nauk. SSSR. Sib. Otd. pp. 1–109. Moskva.
- DUBATOLOV, V. N. 1963: Pozdnesilurijskie i devonskie Tabuljaty, Geliolitidy i Ketetidy Kuzneckogo bassejna. — Akad. Nauk. SSSR. Sib. Otd. pp. 1–286. Moskva.
- DUBATOLOV V. N. 1971: Stratigrafičeskoe značenie devonskich Tabuljat Sibiri i Dalnego-Vostoka. — Akad. Nauk. SSSR. Sib. Otd. 8. pp. 104–109. Moskva.
- DUBATOLOV, V. N. 1972a: Tabuljaty i biostratigrafija srednego i verchnego devona Sibiri. — Akad. Nauk. SSSR. Sib. Otd. 134. Moskva.
- DUBATOLOV, V. N. 1972b: Zoogeografija devonskich morej Evrazii. — Akad. Nauk. SSSR. Sib. Otd. 157. pp. 5–128. Novosibirsk.
- DUBATOLOV, V. N.—LIN BAO JUI—ČI JU-I. 1959: Devonskie Tabuljaty i Geliolitidy rajona Unor. — Monogr. Inst. Geol. China. Ser B. stratigr. Pal. 1. 1. pp. 1–67. Peking.
- DUBATOLOV, V. N.—SMIRNOVA, M. A. 1964: Nižnedevonskie Tabuljaty Kuzneckogo bassejna i Centralnogo Tajmira. — In: Silurijskie i devonskie korally aziatskoj časti SSSR. pp. 34–49. Moskva.
- DUBATOLOV, V. N.—SPASSKIJ, N. JA. 1971: Devonskie korally Džungaro-Balchaskoj provincii. — Akad. Nauk. SSSR. Sib. Otd. 74. pp. 5–131. Moskva.
- EDWARDS, H. M.—HAÏME, J. 1851: Monographie des Polypiers fossiles des Terrains paléozoïques. — Arch. Mus. Hist. Nat. 5. pp. 1–502. Paris.
- EDWARDS, H. M.—HAÏME, J. 1853: A Monograph of the British Fossil Corals. Part 4.: Corals from the Devonian Formation. — Monogr. Pal. Soc. pp. 211–244. London.
- EICHWALD, E. 1855–1860: Lethaea Rossica ou Paléontologie de la Russie. I. Atlas (1855), Text (1860). pp. 1–828. Stuttgart.
- ERMAKOVA, K. A. 1964: Nekotorye srednedevonskie korally Volgo-Ural'noj oblasti. — Trud. vses. neft. nauč.-issl. geol. razv. inst. (VNIGRI) 43. pp. 94–123. Moskva.
- FLÜGEL, H. 1956: Revision der ostalpinen Heliolitina. — Mitteil. Mus. Bergbau Geol. Techn. Landesmus. „Joanneum“. 17. pp. 55–102. Graz.
- FLÜGEL, H. 1970: Bibliographie der paläozoischen Anthozoa. (Rugosa, Heterocorallia, Tabulata, Heliolitida, Trachypsanmiacea.) — Österr. Akad. Wiss. pp. 1–585. Wien.
- FLÜGEL, E.—FLÜGEL, H. 1961: Stromatoporen und Korallen aus dem Mittel-Devon von Feke (Anti-Taurus). — Senckenbergiana Lethaea. 42. 5–6. pp. 377–409. Frankfurt.
- FONTAINE, H. 1954: Étude et révision des Tabulés et Heliolitidés du Dévonien d'Indochina et du Yunnan. — Arch. Géol. Vietnam. 2. pp. 1–86. Saigon.
- FÖLDVÁRI A. 1942: Szendrő, Meszes és Abod közti terület földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1936–38-ról. II. pp. 819–824.
- FRECH, F. 1885: Die Korallenfauna des Oberdevons in Deutschland. — Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 37. pp. 21–130. Berlin.
- FRECH, F. 1900: Zur Kenntnis des mittleren Paläozoikum in Hocharmenien und Persien. — Beitr. Pal. Geol. Österr.-Ung. 12. pp. 183–208. Wien.
- FRECH, F. 1911: Das Devon Chinas. (In: China, Ergebnisse eigen. Reisen gegründ. Stud. v. F. F. Richthofen.) — 5. pp. 1–289. Berlin.
- GOLDFUSS, A. 1826–1833: Petrefacta Germaniae. Teil I. pp. 1–252. Düsseldorf.
- GÜRICH, G. 1896: Das Paläozoikum im polnischen Mittelgebirge. — Verhandl. russ.-kaiser. miner. Ges. 2. 32. pp. 1–539. St. Petersburg.
- HERITSCH, F. 1935: Oberstes Unterdevon und unteres Mitteldevon bei Graz. — Sitz. ber. Österr. Akad. Wiss. Math. naturw. Kl. Abt. I. 144. 1–10. pp. 187–197. Wien.
- HILL, D. 1954: Devonian Corals from Waratah Bay, Victoria. — Proc. roy. Soc. Victoria. N. S. 66. pp. 105–118. Melbourne.
- IVANOVA, E. A.—BELSKAJA, T. N.—ČUDINOVA, I. I. 1964: Islovija obytnija morskoi fauny silura i devona Kuzneckogo, Minusinskogo i Tuvinskogo bassejnav. — Akad. Nauk. SSSR. Sib. Otd. 102. pp. 1–224. Moskva.

- JAKOVLEV, N. N. 1947: Klass Anthozoa. Tabulata. — Atlas rukovodj. form iskopajemych faun SSSR. Devonskaja sistema. Izd. vses. Geol. Inst. 3. pp. 42—55. Moskva.
- JANET, F. E. 1959: Podklass Tabulata. — In: Brachiopody i korally iz ejfelskich boksitonosnyh otloženij vostočnogo sklona Srednego i Severnogo Urala. pp. 86—133. Moskva.
- JANET, F. E. 1960: Stratigrafičeskoe značenie srednedevonskich Tabuljat Vostočnogo sklona Urala. — Dokl. Akad. Nauk. SSSR. 135. 3. pp. 698—700. Moskva.
- JÁMBOR Á. 1959: A Szendrői-hegység földtani térképe. 1:25 000. — Földt. Int. Adattár (rajtszám 3819).
- JÁMBOR Á. 1961: A Szendrői- és az Upponyi-hegység összehasonlító földtani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1957—58-ról. pp. 103—119.
- JONES, O. A. 1936: The controlling effect of environment upon corallum in Favosites, with a revision of some massive species on this basis. — Ann. Mag. Nat. Hist. (10), 17. pp. 1—24. London.
- JONES, O. A. 1943: Tabulata and Heliolitida from the Wellington District, N. S. W. — Proc. roy. Soc. New South Wales. 77. 2. pp. 33—39. Sydney.
- JONES, O. A.—HILL, D. 1940: The Heliolitidae of Australia, with discussion of the morphology and systematic position of the family. — Proc. roy. Soc. Queensland. 51. 12. pp. 183—215. Brisbane.
- KELUS, A. V. 1939: Devonische Brachiopoden und Korallen der Umgebung von Peleza in Wollhynien. — Biul. Panstw. Szlż. Geol. 8. pp. 1—51. Warszawa.
- KOLOSVÁRY G. 1951: Magyarország permokarbon koralljai. — Földt. Közl. 81. pp. 4—56. és pp. 171—185.
- KOLOSVÁRY G. 1959: Über die Karbon-Fauna des Szendrőer-Gebirges. — Acta Univ. Szeged. Act. Biol. 5. 1—2. pp. 117—123.
- KRAJEVSKAJA, L. N. 1955: Podklass Tabuljata i gruppa Geliolitida. — In: Atlas rukovodj. form iskopacnych fauny i flory Zapadnoj Sibiri. — T. 1. pp. 26—29, pp. 154—158, pp. 191—206. Moskva.
- KREBS, W. 1974: Devonian Carbonate Complexes of Central Europe. (In Laporte, L. F.: Reefs in time and space selected examples from the recent and ancient.) — Sympos. Spons. Soc. Economic. Pal. Min. Tulsa. 18. pp. 155—208.
- KROPFITSCH, M.—SCHOUPE, A. 1953: Revision der Tabulaten aus dem Paläozoikum von Graz. Teil I.: Thamnoporen und Striatoporen. — Mitteil. Naturw. Verein. Steiermark. 83. pp. 90—117. Graz.
- LEBEDEV, N. I. 1902: Rol' korallov v devonskich otloženijach Rossii. — Trud. Geol. Komit. 17. 2. pp. 1—81. St. Petersburg.
- LECOMPTE, M. 1933: Le genre Alveolites Lamarck dans le Dévonien Moyen et Supérieur de l'Ardenne. — Mém. Mus. Roy. Hist. Nat. Belgique. 55. pp. 1—49. Bruxelles.
- LECOMPTE, M. 1936: Revision des Tabulés Dévoniens décrits par Goldfuss. — Mém. Mus. Roy. Hist. Nat. Belgique. 75. pp. 1—112. Bruxelles.
- LECOMPTE, M. 1939: Les Tabulés du Dévonien Moyen et Supérieur du bord Sud du Bassin de Dinant. — Mém. Mus. Roy. Hist. Nat. Belgique. 90. pp. 1—229. Bruxelles.
- LECOMPTE, M. 1970: Die Riffe im Devon der Ardennen und ihre Bildungsbedingungen. — Geol. et Paläont. 4. pp. 25—71. Marburg.
- LELEŠUS, V. L. 1966: K biostratigrafičeskoj charakteristike paleozojskich Tabuljat i Geliolitid Sredne-Azii. — Pal. Žurn. 3. pp. 31—40. Moskva.
- LELEŠUS, V. L. 1971: Tempy evolucii Tabuljat i Geliolitid. — Pal. Žurn. 3. pp. 17—25. Moskva.
- LE MAÎTRE, D. 1932: Contribution à l'étude des Polypiers dévoniens du bassin d'Ancenis. — Bull. Soc. Géol. France. 5. 1. pp. 573—580. Paris.
- LE MAÎTRE, D. 1934: Études sur la faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis, calcaire de Chaudfond et calcaire de Chalonnos (Maine et Loire). — Mém. Soc. Géol. du Nord. 12. pp. 1—267. Lille.
- LE MAÎTRE, D. 1952: La faune du Dévonien inférieur et moyen de la Saoura et des Abords de l'Erg el Djemel (Sud Oranais). — Matér. Carte Géol. Algérie. Ser. I. Paléont. 12. pp. 1—170. Lille.
- LINDSTRÖM, G. 1899: Remarks on the Heliolitidae. — Kongl. Svenska Vetén. Akad. Handl. 32. 1. pp. 1—140. Stockholm.
- MA TING YING, H. 1956: A Reinvestigation of Climate and the relative Positions of Continents during the Devonian. — Res. Past. Climate Continental Drift. 9. pp. 1—116. Taipei.
- MIHÁLY S. 1971: A Rakacaszend-kopaszhegyi árkolás földtani szelvénye és néhány megjegyzés az I. és II. sorozat fauna alapján történt korbesorolásához. — Ősl. Viták. 18. pp. 5—12.
- MIHÁLY S. 1972: Előzetes jelentés a Szendrői-hegység középsődevon Tabulatáiról. — Ősl. Viták. 20. pp. 5—16.
- MIHÁLY S. 1974: A Szendrői-hegység középső-devon Tabulatái és a hegység paleozóos képződményeinek kora. — ELTE Doktori Disszertáció. Budapest.
- MIHÁLY S. 1976: A Szendrői-hegység paleozóos képződményeinek kora. — Földt. Int. Évi Jel. 1973-ról pp. 71—81.
- MOORE, R. C. edit. 1956: Treatise on Invertebrate Paleontology. Part F. Coelenterata. Tabulata.
- NICHOLSON, A. H. 1879: On the structure and affinities of the "Tabulate, Corals" of the Paleozoic Period. — With critical descriptions of illustrative species. pp. 1—342. Edinburgh and London.
- OSSAT, A. 1901: Terza contribuzione allo studio della fauna fossile paleozoica delle Alpi Carniche. — Atti Reale Accad. Lincei. (5), 4. pp. 84—119. Roma.
- PAECKELMANN, W. 1923: Der mitteldevonische Massenkalk des Bergischen Landes. — Abhandl. preuss. geol. Landesanst. 91. pp. 1—112. Berlin.
- PENECKE, K. A. 1893: Das Grazer Devon. — Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 43. 4. pp. 567—616. Wien.
- PENECKE, K. A. 1904: Das Sammelergebnis Dr. Franz Schaffers aus dem Oberdevon von Hadschin im Antitaurus. — Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 53. pp. 140—152. Wien.
- PETZ, G. 1901: Beiträge zur Erforschung der Fauna der Devon-Ablagerungen der Umgebung des Kuznezsk-Kohlenbeckens. — Trud. geol. sect. Kab. J. V. 4. pp. 1—294. St. Petersburg.

- REICH L. 1952: Földtani megfigyelések a Cserehádi dombvidéken és a Szendrői-szigethegységben. — Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről. pp. 155–160.
- ROEMER, F. A. 1843: Die Versteinerungen des Harzgebirges. — pp. 1–40. Hannover.
- RUTTEN, M. 1940: On Devonian limestones with Clathrodictyon cf. spatiosum and Heliolites porosus from Eastern Borneo. — Proc. Akad. Nederl. 43. 8. pp. 1061–1064. Amsterdam.
- SANDBERGER, G.—SANDBERGER, F. 1850–1856: Die Versteinerungen des Rheinischen Schichtensystems in Nassau. Abt. I. Polypi. — pp. 1–564. Wiesbaden.
- SCHLÜTER, C. 1885: Ueber einige neue Korallen aus dem Mitteldevon der Eifel. — Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinland. 42. pp. 6–13. Bonn.
- SCHLÜTER, C. 1889: Anthozoen des rheinischen Mittel-Devon. — Abh. Geol. Spec. Karte Preuss. u. Thüring. 8. 4. pp. 1–207. Berlin.
- SCHOUPPE, A. 1954: Revision der Tabulaten aus dem Palaeozoikum von Graz. Die Favositiden. — Mitteil. Mus. Bergbau Geol. Techn. Landesmus. „Joanneum“. 12. pp. 1–40. Graz.
- SCHRÉTER Z. 1952: A Szendrői-szigethegység és a határos harmadkori medencerész földtani vázlata. — Földt. Int. Évi Jel. 1948-ről. pp. 137–141.
- SLAVIN, V. I. 1962: Stratigrafija paleozoja vnutrennej časti Karpato-Balkanskogo sooruzenija. — Material. sez. Karpato-Balkanskoj geol. assoc. Akad. Nauk. Ukr. SSR. pp. 184–210. Kiev.
- SOBOLEV, D. 1904: Devonskija otloženija profilja Grzegorzewice-Skaly-Vlochy. — Izv. Wars. Politechn. Inst. pp. 1–107. Warszawa.
- SOBOLEV, D. 1909: Srednij devon Kelecko-Sandomirskogo krjaza. — Mater. geol. Rossii. 24. pp. 41–536. St. Petersburg.
- SOKOLOV, B. S. 1952: Tabuljaty paleozoja Evropejszkoj časti SSSR. 4.: Devon Russkoj platformy i Zapadnogo Urala. — Trud. vses. neft. nauc.-issl. geol.-razv. Inst. (VNIGRI) N. ser. 62. pp. 1–291. Leningrad.
- SOKOLOV, B. S. 1962: Biostratigrafičeskij i biogeografičeskij obzor tabuljatomorfnyh korallov paleozoja SSSR. — Geol. i Geofiz. 10. pp. 53–67. Novosibirsk.
- STASIŃSKA, A.: 1953: Rodzaj Alveolites Lamarck z franu Gór Swietokrzyskich. — Acta Geol. Polon. 3. 2. pp. 211–237. Warszawa.
- STASIŃSKA, A. 1954: Korallowce Tabulata z devonu Grzegorzowie. — Acta Geol. Polon. 4. 2. pp. 277–290. Warszawa.
- STASIŃSKA, A. 1958: Tabulata, Heliolitida et Chaetetida du Dévonien moyen des Monts de Sainte-Croix. — Acta Pal. Polon. 3. 3–4. pp. 161–282. Warszawa.
- STASIŃSKA, A. 1969: Korallowce dewonskie Tabulata z otworu Miastko 1. w północno-zachodniej Polsce. — Acta Geol. Polon. 19. 4. pp. 765–778. Warszawa.
- TERMIER, H. G. 1950: Foraminifères, Spongoaires et Coelenteres. — Pal. Marocaine. II. Invertébrés de l'ére primaire, 1. Notes et Mémoires. 73. pp. 1–220. Paris.
- TONG DZUY-THANH 1965: Rasprostranenie devonskich tabuljat v Severnom Vietname. (In: Tabuljatomorfnye korally devone i karbona SSSR. pp. 25–40. Moskva.)
- VINASSA DE REGNY, P. 1918: Coralli mesodevonici della Carnia. — Paleont. Ital. 24. pp. 59–120. Pisa.
- WEISSERMEL, W. 1938: Eine altpaläozoische Korallenfauna von Chios. — Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 90. pp. 65–74. Berlin.

# DIE MITTELDEVONISCHEN TABULATEN DES SZENDRŐER GEBIRGES

## EINLEITUNG

Im Rahmen der umfassenden geologischen und paläontologischen Untersuchungen der ungarischen paläozoischen Bildungen haben wir im Jahre 1969 zusammen mit Frau Zs. RAINCSÁK-KOSÁRY die Reambulation entlang mehrerer N—S-lich verlaufenden Profile der Bildungen im Szendrőer Gebirge durchgeführt. In der Serie III fanden wir *Crinoideen*- und *Tabulaten*-, in der I und III aber *Crinoideen*- und *Gastropoden*-Reste. Die Revision der Fossilien aus den Serien I und II, die Beschreibung der neuen Reste sowie ihre stratigraphische Auswertung sind in den Arbeiten von S. MIHÁLY (1971, 1972, 1976) anzutreffen. Die vorliegende Studie behandelt die Tabulaten der Serie III.

Crinoideen wurden schon von A. FÖLDVÁRI (1942), Korallen zuerst im Laufe der Sommerarbeiten 1948 von K. BALOGH (1949) und Z. SCHRÉTER (1952) in der Serie III gefunden. Die Anzahl dieser Reste ist von G. KOLOSVÁRY und Mitarbeitern vergrößert worden. Das auf diese Weise zusammen-gesammelte Korallenmaterial wurde zuerst von G. KOLOSVÁRY (1951) bestimmt. Die Schichten, die die Reste lieferten, wurden von ihm ins Oberkarbon gestellt. K. BALOGH hat dann 1958 das von KOLOSVÁRY bearbeitete (und grösstenteils auch schon weggeschliffene) Material in das Paläontologische Institut der Akademie der Wissenschaften der Sowjetunion nach Moskau hinausgeschickt. Es wurde dort von T. A. DOBROLJUBOWA, I. I. CHUDINOWA und N. W. KABAKOWITSCH — obwohl nur mit einem vorläufigen Charakter und nur nach den grösseren Gruppen — nicht allein systematisch, sondern auch biostratigraphisch in einem bedeutenden Masse revidiert. Ihrer Meinung nach besteht dieses Fossilmaterial, das aus dem Mészégető-Tal von Szendrőlád, aus dem Nagycsákány- (=Garadna-) Tal, der Umgebung der Kote 286 m Szendrőlád, vom Kosár-Hügel, vom Gordonyos-Felsen und der Umgebung der Ortschaft Abod stammt, ausser Rugosen hauptsächlich aus Stromatoporoideen und Tabulaten (Favositiden, Thamnoporoiden, Alveolitiden und Heliolitiden) besteht und ist nicht jünger als Mitteldevon (Á. JÁMBOR 1961; K. BALOGH 1964, p. 279). Aufgrund dieser Ergebnisse wurden alle drei Serien des Szendrőer Gebirges sowohl von den Verfassern des Kartenblattes von Miskolc im Massstabe 1 : 200 000 wie auch von denen des Blattes von dem Bükkgebirge und seiner Umgebung im Massstabe 1 : 100 000 ins Devon gestellt. Dies geschah hauptsächlich darum, weil durch die kurzfristige neue Begehung des Bükkgebirges, die von A. JÁMBOR 1961 unternommen wurde — im Gegensatz zu der abweichenden Auffassung von A. FÖLDVÁRI (1942) und L. REICH (1952) — die Annahme von Z. SCHRÉTER (1952) bestätigte, wonach die drei Serien lückenlos abgelagert sind.

Zu einer anderen Auffassung gelangte W. I. SLAWIN (1962), Professor der Lomonosow-Universität (Moskau), der in den Jahren 1959 und 1960 (teils von K. BALOGH, teils von A. BARABÁS begleitet) an verschiedenen Fundorten des Gebirges Fossilien gesammelt hat. Die von ihm aus der Serie III gesammelte Fauna führt nach der Bestimmung von B. S. SOKOLOW (in: SLAWIN 1962, p. 194) ausser mitteldevonischen auch unterdevonische Formen:

1. N-Abhang des Garadna-Tales, 100 m von der Chaussee von Szendrő entfernt:

*Squameofavosites* cf. *obtus spinosus* JANET  
*Amphipora* sp.

Alter: Unterdevon

2. Gordonyos-Felsen:

*Squameofavosites* sp.  
*Roemeria* sp.  
*Favosites* ex gr. *alpina* HÖRNES

Alter: Unter- und Mitteldevon (Koblenzium bzw. Eifelium)

3. N-lich von Szendrőlád:

*Favosites* cf. *spinosus* (LECOMPTE)  
*Pachyfavosites* (?) sp.  
*Heliolites* sp.

Alter: Mitteldevon (Eifelium)



Nach diesen Angaben sah W. I. SLAWIN in der Serie III von Szendrő das ganze Devon vertreten und darum stellte er bedingt die Serie II — scheinbar im Liegenden der Serie III — ins Silur und die Serie I — scheinbar von der Serie II überlagert — ins Ordovizium. Er glaubte diese Annahme aufgrund des Vorhandenseins einiger Fossilien aus der Serie I, die von A. G. WOLOGDIN (in: SLAWIN 1962, p. 188) als *Receptaculites* sp., *Cribrocyathea* und *Crinoidea* bestimmt wurden, zu unterstützen. Die Richtigkeit der Bestimmungen von WOLOGDIN und die darauf gebauten Folgerungen von SLAWIN konnte S. MIHÁLY (1971) widerlegen.

DOBROJUBOWA und ihre Mitarbeiter wollten die detailliertere Bearbeitung der seinerzeit von K. BALOGH ausgesandten Fossilien infolge ihrer anderweitigen Inanspruchnahme und wegen des schlechten Erhaltungszustandes vom Material nicht annehmen. Da aber die Bearbeitung zwecks Zusammenstellung des paläogeographischen Atlases der Sowjetunion und der benachbarten Länder erwünscht war, hat man das Material auf Veranlassung von K. BALOGH und durch die Vermittlung von W. N. TIHIJ ins VNIGRI nach Leningrad gebracht. Hier wurden davon durch JU. I. TESSAKOW (ebenfalls mit einem vorläufigen Charakter) folgende Formen bestimmt:

1. Szendrőlád, Mészégető-Tal:

- a) S-lich der Kote 283 m, im Steinbruch des S-lichen Abhanges, an der Talmündung (10/1948. VII. 6. BK.):  
*Thamnopora* sp.  
*Cladopora?* sp.
- b) Am N-lichen Abhang des Tales, im (von unten nach oben) von der Talmündung nach W gerechneten 3. Steinbruch (23/1948. VII. 14. BK.):  
*Chaetetes* sp.  
*Caliopora?* sp.  
*Caliopora* sp.
- c) Ebenda, im 4. Steinbruch am N-lichen Abhang des Tales (24/1948. VII. 14. BK.):  
*Scoliopora* sp.  
*Squameofavosites* sp.
- d) Ebenda, im 5. Steinbruch am N-lichen Abhang des Tales (25/1948. BK.):  
*Squameofavosites* sp.
- e) Vom N-lichen Abhang des Tales aus dem E-lichen Teil des grossen Steinbruches, der sich am W-Ende des Tales befindet (27/1948. VII. 14. BK.):  
*Thamnopora* sp.  
*Caliopora* sp.  
*Coenites* sp.
- f) Im am meisten im W gelegenen Steinbruch des Tales, am S-Abhang des Tales, dem Forsthaus gegenüber (28/1948. VII. 15. BK.):  
*Coenites* sp.
- g) Am N-lichen Abhang, aus dem W-lichen Teil des W-lichen grossen Steinbruches (29/1948. VII. 15. BK.):  
*Coenites* sp.  
*Cladopora* sp.  
*Alveolites* sp.  
*Heliolites* sp.

2. Abod, aus der Nähe des Gehöftes oberhalb der Lignitgrube (6/1948. VIII. Schréter):  
*Thamnopora* sp.

3. Abod (1948. Schréter):  
*Squameofavosites* sp.  
*Caliopora?* sp.

4. Abod, Nagycsákány-Tal (8/1948. VIII. Schréter):  
*Thamnopora* sp.

5. Abod, Nagycsákány-Tal (11/1948. VIII. Schréter):  
*Cladopora* sp.

6. Szendrő, Nagycsákány-Tal (3/1948. VIII. Schréter):  
*Squameofavosites* sp.

7. Szendrő, Garadna-Tal (20/1948. VII. 13. BK.):  
*Aræopora?* sp.  
*Squameofavosites* sp.

8. Szendrőlád, von der N-lichen Seite der höheren Terrasse (11/1948. VII. 6. BK.):  
*Gephyropora* sp.  
*Squameofavosites* sp.  
*Cladopora* sp.

9. Szendrőlád, 375 m NW-lich von der Kote 265 m des Gordonyos-Felsens (14/1948. VII. 12. BK.):  
*Squameofavosites* sp.

10. Szendrő, etwa 592 m von der Holzbrücke an der Landstrasse zwischen dem Gordonyos-Felsen und dem Irnak-Berg in der Richtung nach Szendrőlád hin, von der E-Seite des Weges (16/1948. VII. 12. BK.):  
*Squameofavosites* sp.
11. Szendrőlád, Kosár-Hügel (30/1948. VII. 15. BK.):  
*Squameofavosites* sp.
12. SE-lich von Szendrő (1948. Schréter):  
*Squameofavosites* sp.
13. Szendrőlád, aus dem Steinbruch an der S-Seite des Borda-Berges (5/1948. VIII. Schréter):  
*Alveolites?* sp.
14. Zwischen Szendrő und Szendrőlád, an der E-Seite der Chaussee (9/1948. VIII. Schréter):  
*Cladopora?* sp.

Wie es aus dieser Liste\* ersichtlich ist, ist die Mehrzahl der Fundorte ungenau oder nur im allgemeinen angegeben. Die Identifizierung der meisten von ihnen ist recht schwierig. Trotzdem weisen die bestimmten Formen darauf hin, das die Tabulaten-Fauna von Szendrő ein devonisches Alter besitzt und nicht jünger als mitteldevon ist.

Das von den Sowjet-Spezialisten untersuchte schlecht erhaltene oder im Laufe der Untersuchungen zugrunde gegangene Material kam seitdem noch nicht nach Ungarn zurück. Auch die Kontrolle der von G. KOLOSVÁRY (1951, 1959) unter dem Namen *Schréteria megastoma* einzuführen beabsichtigten neuen Gattung und Art konnte nicht durchgeführt werden. Der Name dieser Form wird in der Liste des nach der Sowjetunion hinausgeschickten Materials nicht erwähnt und die Form ist auch in der Holotypen-Sammlung der Ungarischen Geologischen Anstalt nicht vorzufinden, obwohl der Name im *Catalogus Originalium Fossilium Hungariae* (1964, p. 65) angeführt ist. Die Beschreibung sowie die Skizze von KOLOSVÁRY genügt nicht einmal dazu, die Frage sicher zu entscheiden, ob die Form zu den Rugosen oder zu den Tabulaten zu rechnen ist. So muss diese Bezeichnung als ein nomen nudum betrachtet werden. Auch die übrigen Bestimmungen von KOLOSVÁRY betreffs des Korallen-Materials von Szendrő sind ohne Ausnahme alle als invalid anzusehen.

In unseren Museen befinden sich zur Zeit aus dem im Jahre 1948 durchgeführten Sammeln von K. BALOGH und Z. SCHRÉTER insgesamt 4 bzw. 3, aus dem von Á. JÁMBOR aus dem Jahre 1957 weitere 5 Exemplare. Da eine genauere Festlegung des Horizontes auch aufgrund dieser nicht möglich war, erwies es sich als notwendig, in den Fundorten eine den Aufschlussverhältnissen entsprechende neue, sorgfältige Sammelarbeit durchzuführen. Die vorliegende Studie enthält die Ergebnisse der Bearbeitung des neu gesammelten Materials.

## I. GEOLOGISCHE BESCHREIBUNG DER AUFSCHLÜSSE

Im Laufe der Beschreibung beschränkte ich mich nur auf die von mir untersuchten korallenführenden Aufschlüsse. Die ausführlichen geologischen Ergebnisse sind in der Arbeit „Die devonischen Bildungen des Szendrőer Gebirges“ von Zs. RAINCSÁK-KOSÁRY zusammengefasst. Die korallenführenden Aufschlüsse sind im S-lichen Teil des Gebirges, S-lich der W – E-lich verlaufenden Linie Szendrőer Schieferbrüche – Fazekas-Gehöft – Abod – Szakácsi – Irota gelegen (Abb. 1). Sämtliche Aufschlüsse gehören im Sinne der Einteilung von Zs. RAINCSÁK-KOSÁRY in den *Kalkstein-komplex*, innerhalb desselben in die „Rakacaer Marmor-Schichtgruppe“ (Kecskés-Berg: Marmorgrube, Kakaskő) und in die „Crinoideen-tabulatenführenden Kalkstein-Schichtgruppe“ (Garadna-Tal, Garadna-Gehöft Kote 205 m, Gordonyos-Felsen, Irnak-Berg, Tal des Völgyi-Baches, Mészégető-Tal, Szokoly, Kosár-Hügel, Irota). Die paläozoischen Bildungen des Gebirges sind in grossen Gebieten abgetragen oder von der Vegetation zugedeckt, sodass es nur wenige Aufschlüsse gibt, die genau untersucht werden können. Der grösste Teil des gesammelten Korallenmaterials stammt aus dem Schutt der Steinbrüche bzw. aus dem Gehängeschutt. Aus dem anstehenden Gestein konnten nur wenige Exemplare gesammelt werden. Die Feststellung der genauen Lage der korallenführenden Kalksteinschichten konnte infolge der schon oben erwähnten Umstände sowie wegen des fast vollkommenen Fehlens der Erkundungen durch Tiefbohrungen vorläufig nicht durchgeführt werden. So muss die ausführliche stratigraphische, biostratigraphische und biochronologische Gliederung der

\* Die Liste wurde mir aufgrund seiner Aufnahmeaufzeichnungen von K. BALOGH freundlicherweise zur Verfügung gestellt, wofür ich mich bei ihm auch an dieser Stelle herzlich danke. Die Fundorte von K. BALOGH sind auf seinem ursprünglichen (Wiener) Kartenblatt im Massstabe 1:25 000 (Kartensammlung der Ungarischen Geologischen Anstalt, A. 4665/4 – 3) mit Bleistiftzeichen angegeben.

Schichten innerhalb der einzelnen Schichtengruppen als eine Aufgabe der Untersuchungen der Zukunft bezeichnet werden.

Die Aufschlüsse, in denen Reste von Korallen bekannt sind, sind wie folgt (s. auch Tabelle XIII und XIV):

### I. Szendrölád, Garadna-Tal bei Szendrölád (= Nagycsákány-Tal)

*Aufschluss Nr. 1:* An der W-lichen Mündung des Tales vom Garadna-Bach, gegenüber der N-lichen Seite des Kerek-Berges, an der SE-lichen Seite der Kote 203 m. Die grauen, blätterigen, crinoideen – tabulatenführenden Kalksteinschichten treten am Bergabhang unter der Pflanzendecke hervor. Die Fallrichtung kann nicht gemessen werden. Aus dem Gehängeschutt sind zahlreiche Korallenstücke zum Vorschein gekommen.

*Tabulata* sp. indet.  
*Favosites goldfussi* D'ORBIGNY  
*Alveolites* (?) sp.  
*Gracilopora* sp.  
*Gracilopora* cf. *acuta* CHUDINOWA  
*Thamnopora* sp.  
*Thamnopora* (?) sp.

*Aufschluss Nr. 2:* Tal des Garadna-Baches unter der N-lichen Seite des Kerek-Berges. Die abbrechenden Felsenstücke lassen einen grauen – blätterigen crinoideen – tabulatenführenden Kalkstein erkennen. Die Fallrichtung kann nicht gemessen werden. Aus dem an Ort und Stelle gebliebenen Gehängeschutt kamen zahlreiche verwitterte, abgerollte Korallenstöcke zum Vorschein:

*Tabulata* sp. indet.  
*Favosites goldfussi* D'ORBIGNY  
*Favosites robustus* LECOMPTE  
*Alveolites minutus* LECOMPTE  
*Alveolites taenioformis* SCHLÜTER

*Aufschluss Nr. 3:* Zwei, einander nahe gelegene Felsenabbrüche an der S-lichen Seite des Farkasoldal. Das Gestein ist ein grauer, blätteriger, crinoideen – tabulatenführender Kalkstein. Fallrichtung: SE-lich, Fallwinkel kann nicht genau gemessen werden. Aus dem Schutt des Bachbettes, der ein aus den Abbröckelungen entstandenes Gesteinsmaterial ist, waren zahlreiche, ziemlich schlecht erhaltene Tabulaten-Stöcke zu sammeln:

*Tabulata* sp.  
*Thamnopora* sp.  
*Thamnopora* sp. 1.  
*Gracilopora* cf. *acuta* CHUDINOWA  
*Pachyfavosites polymorphus* (GOLDFUSS)

*Aufschluss Nr. 4a:* Ein Ausbiss vom grauen, blätterigen, crinoideen – tabulatenführenden Kalkstein des Bachtals, NW-lich der Kote 277 m. Das Einfallen kann nicht gemessen werden. Der im Bachbett herumliegende Gehängeschutt lieferte einige Exemplare von *Favosites* sp.

*Aufschluss Nr. 4b:* 50 m NW-lich vom Aufschluss 4a, die Felsen an der anderen Seite des Tales. Der Kalkstein ist grau, blätterig, führt Crinoideen und Tabulaten. Das Einfallen kann nicht gemessen werden. Aus dem Schutt sind unbestimmbare *Tabulaten*-Stöcke zum Vorschein gekommen.

*Aufschluss Nr. 5:* Ein Abbruch der SE-lichen Seite des Farkasoldal gegenüber der W-lichen Seite der Kote 239 m. Das Gestein ist auch hier der graue, blätterige, crinoideen – tabulatenführende Kalkstein. Aus dem Gehängeschutt kamen einige sehr schlecht erhaltene Bruchstücke von *Tabulaten*-Stöcken zum Vorschein.

*Aufschluss Nr. 6:* Der SW-liche Fuss des Szölő-Berges von Abod im Tal des Baches. Das ist der letzte Fundort im Garadna-Tal, wo der graue, blätterige, crinoideen – tabulatenführende Kalkstein angetroffen werden kann. Das Einfallen kann nicht gemessen werden. Aus dem Kalkstein sind zum Vorschein gekommen:

*Tabulata* sp.  
*Thamnopora* sp.

Im von Á. JÁMBOR gesammelten Material befanden sich aus dem Garadna-Tal noch weitere zwei Arten, jedoch ohne genaue Angabe des Fundortes. Wahrscheinlich stammen sie vom Gebiet zwischen den Fundorten Nr. 1. und Nr. 4:

*Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE)  
*Syringopora crispa* SCHLÜTER

## II. Garadna-Gehöft, S-liche Seite der Kote 205 m

Im felsigen Bergabhang oberhalb der Chaussee tritt ein grauer, crinoideen – tabulatenführender Kalkstein ans Tageslicht. Sein Einfallen beträgt 140/65°. Das anstehende Gestein sowie sein Schutt lieferten zahlreiche Tabulaten-Stücke:

*Tabulata* sp.  
*Favosites* sp.  
*Favosites goldfussi* D'ORBIGNY  
*Favosites robustus* LECOMPTE  
*Pachyfavosites polymorphus* (GOLDFUSS)  
*Thamnopora* sp.

## III. Einschnitt des nach E führenden Waldweges 100 m von der Chaussee entfernt, an der NW-lichen Seite des Gordonyos-Felsens

Der Aufschluss zeigt einen grauen, blätterigen crinoideenführenden Kalkstein, dessen Einfallen nicht gemessen werden konnte. Auch ein gut erhaltener Stock von *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY ist gefunden worden.

Der grösste Teil des Gordonyos-Felsens ist mit Vegetation bedeckt, die Aufschlussverhältnisse sind sehr ungünstig. Im aufgelassenen Steinbruch an der SW-lichen Flanke des Berges waren die korallenführenden Schichten nicht mehr zu untersuchen. Der Schutt an der S-lichen Seite des Gordonyos-Felsens lieferte ein Exemplar von einer unbestimmbaren, ausgewälzten *Tabulata* sp. Auch die früheren Sammler fanden hier nur selten vorkommende, schlecht erhaltene Bruchstücke in diesem Gebiet.

## IV. Szendrőlád, NW-liche Seite des Irnak-Berges

Am Bergabhang sowie in den Wasserrissen findet man zahlreiche Ausbisse des grauen, blätterigen, crinoideen – tabulatenführenden Kalksteins. Das Einfallen kann nicht gemessen werden. In der Richtung nach Szendrőlád hin sind entlang der Chaussee bräunlichgraue, blätterige Tonschiefer und feinkörnige Sandsteineinlagerungen in den Kalksteinen zu beobachten. Sie weisen nur geringe Mächtigkeiten auf und sind fossilieer. Aus dem Kalksteinschutt konnten viele ausgewitterte Tabulaten-Stöcke gesammelt werden:

*Tabulata* sp.  
*Favosites* sp.  
*Favosites* sp. 1.  
*Favosites goldfussi* D'ORBIGNY  
*Favosites antipertusus* LECOMPTE  
*Favosites robustus* LECOMPTE  
*Pachyfavosites polymorphus* (GOLDFUSS)  
*Thamnopora* sp.  
*Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE)  
*Thamnopora* cf. *micropora* LECOMPTE  
*Gracilopora* cf. *acuta* CHUDINOWA  
*Striatopora* sp.  
*Alveolites* (?) sp.  
*Alveolites* sp. 1, 2, 3  
*Alveolites fornicatus* SCHLÜTER  
*Syringopora crispa* SCHLÜTER

## V. Szendrőlád, Tal des Völgyi-Baches: Steinbruch neben dem Tóharaszt-Gehöft, entlang des im Tal führenden Weges

Im Steinbruch wechsellagern grauer, blätteriger, crinoideenführender Kalkstein (mit 150/20° Einfallen) und grauer Kalkschiefer. Die Tabulaten-Stöcke in der Sammlung von Á. JÁMBOR stammen wahrscheinlich von hier, von der SE-lichen Seite des Irnak-Berges. Diese sind:

*Favosites* sp.  
*Thamnopora* sp.  
*Chaetetes magnus* LECOMPTE

Im Tal des Völgyi-Baches an der Seite des erodierten Bachbettes finden wir noch kleinere Felsenabbrüche. Aus dem Gehängeschutt kam hier noch ein Stock von einer *Tabulata* sp. (*Heliolites*?) zum Vorschein.

## VI. Szendrőlád, die aufgelassene Marmorgrube an der SW-lichen Seite des **Kecskés-Berges** (243 m)

Hier findet man einen gelben, dickbankigen Kalkstein (Einfallen 105/70°), einen gelblichbraunen fleckigen, blätterigen Kalkstein und Kalkschiefer (Einfallen 150/20°) und einen weissen kristallinen Kalkstein, einen „Marmor“ (Einfallen 65/70°). Zs. RAINCSÁK-KOSÁRY fand im Dünnschliff des gelben Kalksteins die Spuren von Fossilien (Tabulata?, Bryozoa, Querschnitt von Crinoideen-Stielgliedern).

## VII. Kakaskő-Abhang gegenüber der Eisenbahnstation von Szendrőlád, neben der Bódva-Brücke

*Aufschluss Nr. 1* (Kakaskő-Steinbruch): Ein etwa 40 m hoher Aufschluss, in dem ein gelblicher kristalliner Kalkstein und ein verwitterter, gelblichroter limonithaltiger Kalkstein zu finden ist. Die Lagerung ist gestört, stellenweise gefaltet. Einfallen: 360/28°. Korallen waren darin keine zu sehen, jedoch konnte Zs. RAINCSÁK-KOSÁRY im Dünnschliff des gelben Kalksteins vorläufig unbestimmbare Reste organischen Ursprungs beobachten.

*Aufschluss Nr. 2* (E-liche Seite des Kakaskő): 200 m N-lich des Steinbruches entlang des nach dem Mészégető-Tal führenden Weges. Im Aufschluss kann ein grauer, blätteriger, crinoideen – tabulatenführender Kalkstein und Tonschiefer vorgefunden werden. Das Einfallen des Kalksteins beträgt 75/35°. Aus dem Schutt des crinoideenführenden Kalksteins ist der Stock einer *Thamnopora* sp. zum Vorschein gekommen.

## VIII. Szendrőlád, Mészégető-Tal

Zwischen den beiden Koten Kakaskő (283 m) und Borda-Berg (283 m) zieht sich ein Bachtal hin, worin entlang des Weges mehrere Aufschlüsse zu finden und gut zu untersuchen sind.

*Aufschluss Nr. 1*: Ein aufgelassener Steinbruch neben einem Gehöft bei der Talmündung. Der dunkelgraue, blätterige, kristalline Kalkstein, stellenweise mit gelblichgrauen Schiefereinlagerungen, wird in einer Länge von etwa 30 m und in einer Höhe von 17–20 m darin aufgeschlossen. Einfallen: 90/50°. Der blätterige Kalkstein weist mitunter die Brachialien-Bruchstücke von Crinoideen auf. Tabulaten sind hier bis jetzt noch nicht zum Vorschein gekommen.

*Aufschluss Nr. 2*: Die S-liche Seite der Kote 283 m des Borda-Berges, gegenüber der am anderen Ufer des Baches gelegenen Mündung des Bába-Tales. In zahlreichen Felsenabbrüchen tritt der graue, blätterige, crinoideen – tabulatenführende Kalkstein ans Tageslicht. Die vorgekommene Fauna enthält:

*Tabulata* sp.

*Favosites goldfussi* D'ORBIGNY

*Thamnopora* sp.

*Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE)

*Syringopora eifeliensis* SCHLÜTER

*Syringopora crispa* SCHLÜTER

*Aufschlüsse Nr. 3 und Nr. 4*: Felsenabbrüche im mittleren Teil des Tales, an der SW-lichen Seite der Kote 283 m des Borda-Berges. Es ist hier der graue, blätterige, crinoideen – tabulatenführende Kalkstein aufgeschlossen. Das Einfallen kann nicht genau gemessen werden. Zwischen den Schichten des Kalksteins sind zahlreiche dünne, fossililere Tonschiefereinlagerungen. Die Mehrheit der Tabulaten-Stöcke ist als ausgewittertes Material aus dem Gehängeschutt entlang des Weges zum Vorschein gekommen:

*Favosites* sp.

*Favosites* sp. 2.

*Favosites goldfussi goldfussi* D'ORBIGNY

*Favosites goldfussi eifeliensis* (PENECKE)

*Thamnopora* sp.

*Alveolites fornicatus* SCHLÜTER

*Alveolites minutus* LECOMPTE

*Striatopora* (?) sp.

*Aufschluss Nr. 5*: Ein etwa 45–50 m langer, 10–12 m hoher aufgelassener Steinbruch am Abhang des Borda-Berges. Unten befindet sich in einer Mächtigkeit von 0,5–1,0 m ein schwarzer, stellenweise gestreifter kristalliner Kalkstein mit Kalzitadern (wie im Aufschluss Nr. 1) mit einem Einfallen von 135/25°. Er wird vom grauen, blätterigen, crinoideen – tabulatenführenden Kalkstein überlagert. Daten der Fallwerte: 116/55°, 127/52°, 120/55°. In diesem letzteren Kalkstein sind

dünne Zwischenlagerungen von einem Kalkschiefer, der gelblich-braune Flecke aufweist. Im crinoideenführenden Kalkstein wurden:

*Tabulata* sp. indet.  
*Thamnopora* sp.  
*Heliolites porosus* (GOLDFUSS)

gefunden.

**Aufschluss Nr. 6:** Etwa 20 m W-lich vom vorigen Fundort entfernt, ist der Hof eines weiteren Steinbruches zu finden. Er kann als die Fortsetzung des Aufschlusses Nr. 5 betrachtet werden. Unten befindet sich an der Oberfläche in einer Mächtigkeit von etwa 3,0 m der schwarze kristalline Kalkstein mit Kalzitadern. Sein Einfallen beträgt  $120/50^\circ$ . Darüber folgt der graue, blätterige crinoideen – tabulatenführende Kalkstein in einer Mächtigkeit von etwa 6,0–7,0 m mit einem Einfallen von  $130/40^\circ$ ,  $135/35^\circ$ ,  $140/45^\circ$ . An den Schichtflächen sind auffallend viele, stark ausgewälzte und vom Kalzit ausgefüllte umkristallisierte Stöcke von *Thamnopora* zu finden. Gefunden wurden:

*Tabulata* sp.  
*Thamnopora* sp.  
*Thamnopora* cf. *micropora* LECOMPTE

**Aufschluss Nr. 7:** Ein aufgelassener Steinbruch an der N-lichen Seite der Kote 283 m des Kaskó, auf der gegenüberliegenden Seite des Baches. Grauer, blätteriger, crinoideenführender Kalkstein, sein Einfallen kann nicht gemessen werden. Tabulaten-Reste sind von hier bis jetzt noch nicht zum Vorschein gekommen.

**Aufschluss Nr. 8:** Ein aufgelassener Steinbruch am W-Ende des Mészégető-Tales, am Abhang des Borda-Berges neben dem Borda-Gehöft. Der Hof des Steinbruches erreicht in der Länge etwa 180–200 m, in seinem innersten Teil beträgt seine Breite 40–50 m, die Schichten sind in einer Mächtigkeit von 5–20 m aufgeschlossen. Unten ist ein schwarzer, kristalliner Kalkstein anzutreffen, darüber der graue, blätterige, crinoideen – tabulatenführende Kalkstein mit einer Mächtigkeit von etwa 4,0–6,0 m. Das Einfallen kann nicht gemessen werden. Zum Vorschein gekommen sind:

*Thamnopora* sp.  
*Alveolites minutus* LECOMPTE

#### IX. Kalksteinaufschluss S-lich der Szokoly genannten Kote 255 m, SW-lich vom Borda-Gehöft

Diese Stelle ist der am W-lichsten gelegene Aufschluss des Gebirges, in dem das Vorkommen des grauen, blätterigen, crinoideen – tabulatenführenden Kalksteins an der Oberfläche beobachtet werden kann. Das Einfallen kann nicht gemessen werden. Zum Vorschein kam ein Stock von

*Alveolites* cf. *fornicatus* SCHLÜTER

#### X. NE-liche Seite des vom Büdöskút-Gehöft S-lich gelegenen Kosár-Hügels, in der Nähe der Kote 208 m

Am Bergabhang befinden sich zahlreiche Felsabbrüche, in denen der graue, blätterige, crinoideen – tabulatenführende Kalkstein anzutreffen ist. Das Einfallen kann nicht gemessen werden. Zum Vorschein kamen:

*Tabulata* sp.  
*Favosites goldfussi* D'ORBIGNY

#### XI. Irota, grosser Steinbruch an der W-lichen Seite der Ortschaft

Im unteren Teil des Steinbruches findet man einen mächtigen, grauen, glimmerigen Kalkschiefer und einen graphitischen Tonschiefer. Sein Einfallen beträgt  $160/50^\circ$ . Darüber folgt ein grauer kristalliner Kalkstein mit Kalzitadern. Das Einfallen kann auch hier nicht gemessen werden. Dieser Kalkstein wird von einem grauen crinoideen – tabulatenführenden Kalkstein überlagert, dessen Mächtigkeit einige Meter ausmacht. Das Einfallen ist  $180/40^\circ$ . Dieser faunaführende Kalkstein vertritt das E-lichste Tabulaten-Vorkommen des Gebirges:

*Favosites goldfussi* D'ORBIGNY  
*Thamnopora* sp.



## II. SYSTEMATISCHE BESCHREIBUNG

In der systematischen Beschreibung der Tabulaten folge ich dem System, das von D. HILL — E. C. STUMM [in: R. C. MOORE (edit.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part F. Coelenterata, Tabulata, 1956] angewandt wurde. Unter den beschriebenen Stöcken gab es nur wenige, die einwandfrei erhalten sind, die meisten befinden sich in einem ziemlich schlechten Erhaltungszustande. Ihre Untersuchung erfolgte in Längs- und Querschnitten mit aufpolierten Oberflächen bzw. aufgrund der gut erhaltenen Stöcke. (Die Synonymen-Listen und Inventarnummern der einzelnen beschriebenen Arten befinden sich im ungarischen Text. Die beschriebenen Exemplare werden in der Paläozoischen Paläontologischen Sammlung des Museums der Ungarischen Geologischen Anstalt aufbewahrt.)

Phylum: **COELENTERATA** FREY et LEUCKART, 1847

Classis: **ANTHOZOA** EHRENBERG, 1834

Ordo: **TABULATA** MILNE EDWARDS et HAÏME, 1850

Familia: **Chaetetidae** MILNE EDWARDS et HAÏME, 1850

Subfamilia: *Chaetetinae* MILNE EDWARDS et HAÏME, 1850

Genus: *Chaetetes* FISCHER in EICHWALD, 1829

**Chaetetes magnus** LECOMPTE, 1939

Taf. I. Fig. 1.

Ein einziges Bruchstück eines Stockes. Seine ursprüngliche Masse konnten wir nicht feststellen. Die Korallite sind gerade oder radial verzweigt. Ihr Durchmesser ist fast gleich (0,40–0,45 mm), sie sind regelmässig, sie zeigen meistens die Gestalt von sechs-, seltener vom fünfeckigen Zellen. Die Böden (tabulae) sind, wie es in dem Längsschnitt klar erkannt werden kann, dicht nebeneinander angeordnet, die Entfernung zwischen den einzelnen Böden variiert zwischen 0,25 und 0,40 mm. Die Dicke der Böden beträgt 0,04–0,05 mm, in den Ecken der Zellen nimmt sie noch etwas zu. Die Septaldornen sind an meinem Exemplar nicht zu erkennen. Ihre Anzahl ist übrigens auch beim Typus der Art sehr gering und ihre Länge überaus klein.

Unter den Arten, die dieser am nächsten stehen, kann unsere Form von *Ch. regularis* LECOMPTE durch deren kleinere Gestalt (0,16–0,20 mm) und dünnere Wand (0,03–0,04 mm), ferner durch die abgerundeten-polygonalen Korallite klar abgesondert werden. *Ch. niniae* CHERNYSCHEW unterscheidet sich deutlich von *Ch. magnus* darin, dass ihre Polyparien grössere Ausmasse (0,5–1,1 mm) und die Wände eine grössere Dicke (0,08–0,14 mm) besitzen, die Korallite verlängert, polygonal und die Septaldornen gut entwickelt sind.

**Verbreitung und Alter:** Der Holotyp wurde aus dem Eifelium (Calceolen-Horizont) des Mitteldevons aus den Ardennen (Belgien) beschrieben. Ebenfalls aus dem Eifelium wird die Art auch aus der Sowjetunion (NE-Sibirien, Amur-Gebiet, Russische Tafel, Gebiet zwischen dem Ural und der Wolga, Kusnezker Becken) erwähnt. Aus dem Givetium kam sie in der Sowjetunion (Kusnezker Becken) sowie in N-Vietnam (?Obergivetium) zum Vorschein. Aus dem Mitteldevon, jedoch ohne genauere Horizontbezeichnung wird sie aus der Sowjetunion (Ural, Sajan-Altai, Salair-Gebirge) angeführt.

**Fundort:** Szendrölád, aus dem Tal des Völgyi-Baches neben dem Tóharaszt-Gehöft.

Familia: **Heliolitidae** LINDSTRÖM, 1876

Subfamilia: *Helolitinae* LINDSTRÖM, 1876

Genus: *Heliolites* DANA, 1846

**Heliolites porosus** (GOLDFUSS, 1826)

Taf. I. Fig. 2.

Mit dieser Art befassten sich M. LECOMPTE (1936), O. A. JONES — D. HILL (1940) und H. FLÜGEL (1956) sehr ausführlich. Das Exemplar von Szendrő ist stark abgerollt, es stellt nur ein ausgewälztes Bruchstück dar. An seiner abgeschliffenen Oberfläche sind die für die Gattung *Heliolites* charakteri-

stischen Merkmale nur undeutlich zu erkennen. Die coenenchymatischen Röhren können verhältnismässig klar unterschieden werden ebenso wie die zwischen diesen gelegenen Korallite, die voneinander in einer Entfernung von 1,0–2,0 mm anzutreffen sind. Die coenenchymatischen Röhren stehen dicht nebeneinander, sie sind eckig, klein, ihr Durchmesser beträgt im Querschnitt 0,1–0,2 mm. Die Korallite sind kugelig, ihr Durchmesser im Querschnitt erreicht 2,0–2,5 mm, sie lassen sich von den coenenchymatischen Röhren deutlich unterscheiden. In den Koralliten befinden sich 12 Septen, die fast bis zur Mitte der Korallite reichen. Darum weisen die Korallite im Querschnitt eine vieleckige Sternform auf. Da das Exemplar ausgewälzt und abgerollt ist, kann sein Aufbau im Längsschnitt nicht untersucht werden.

**Verbreitung und Alter:** Der Holotyp wurde aus der Eifel (Deutschland), aus dem Mitteldevon ohne die Angabe eines genaueren Horizontes beschrieben. Die Art wird auch aus dem höheren Teil des Koblenzium vom Unterdevon Böhmens erwähnt. Hauptsächlich ist sie aber aus dem Eifelium bekannt: aus England, Frankreich, Österreich (Graz), Polen (Hl.-Kreuz-Gebirge), Sowjetunion (E-liches Uralgebirge, Pamir, Turkestan-Altai, Gissarskij-Gebirge, Darwas, Sajan-Altai, Kusniezker Becken), aus N-Vietnam, Burma, Borneo, Australien, N-Afrika.

Aus dem Givetium kam die Art in Frankreich (Stringocephalen-Horizont), Polen (Hl.-Kreuz-Gebirge) und der Sowjetunion (W-Sibirien, Kusniezker Becken, Amur-Gebiet) zum Vorschein.

Ohne die Angabe eines genaueren Horizontes wird die Art auch aus dem Mitteldevon von England (Devonshire), Österreich (Burgenland), dem Armenischen Hochplateau, der Sowjetunion (Altai, Salair-Gebirge) angeführt.

**Fundort:** Szendrőlád, Mészégető-Tal (Aufschluss Nr. 5).

Familia: **Favositidae** DANA, 1846

Subfamilia: *Favositinae* DANA, 1846

Genus: *Favosites* LAMARCK, 1816

### **Favosites goldfussi** D'ORBIGNY, 1850

Taf. I. Fig. 3–4; Taf. II. Fig. 1–3; Taf. III. Fig. 3.

Die Probleme, die um diese Form entstanden sind, werden in der Studie von E. FLÜGEL – H. FLÜGEL (1961) zusammengefasst. A. GOLDFUSS beschrieb (1826) unter dem Namen *Calamopora gothlandica* einige Stöcke. D'ORBIGNY hat aber (1850) festgestellt, dass diese Exemplare nicht mit der von LAMARCK bereits früher, im Jahre 1816, unter dem Namen *Calamopora gothlandica* beschriebenen Art identisch sind. Deshalb hat er die Formen von GOLDFUSS unter der Bezeichnung *F. goldfussi* abgesondert. Im Sinne der Revision von M. LECOMPTE (1936) ist der Holotyp nur das eine von GOLDFUSS (1826) abgebildete Exemplar (Taf. 26, Fig. 3b). Darum wird dieses Exemplar unter dem Namen *F. goldfussi* forma *pyriformis* von den übrigen, die als forma *regularis* bezeichnet werden, abgesondert. Die Absonderung mit der Bezeichnung „forma“ betrachtet LECOMPTE nicht als eine selbständige Unterart, sondern nur als eine Modifikation innerhalb der Art. Unter dem Artnamen *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY sind also auch noch andere Unterarten, Varietäten und Formen versteckt. Sowohl nach R. S. BASSLER (1950) wie auch nach B. S. SOKOLOV (1952) gehört die von A. PENECKE (1893) als *Favosites eifeliensis* beschriebene Art zu der Art *Favosites goldfussi*. Die forma *regularis* von LECOMPTE (1939) ist ein Synonym dieses Namens. Der Name *Favosites goldfussi* beinhaltet also auch die Unterarten *Favosites goldfussi goldfussi* D'ORBIGNY und *Favosites goldfussi eifeliensis* (PENECKE). A. SCHOUPPE (1954) erkannte aber die Priorität der Unterart von PENECKE nicht an. Von ihm wird diese auch weiterhin als *F. goldfussi* D'ORBIGNY forma *regularis* (LECOMPTE) erwähnt.

Die Zugehörigkeit zu einer Unterart innerhalb der Art ist also nicht bei jedem unter dem Namen *F. goldfussi* D'ORB. beschriebenen oder erwähnten Exemplar geklärt worden.

Im Material von Szendrő gehören zahlreiche Exemplare dem Formenkreis von *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY an. Zwei Exemplare (Inventar-Nr. D. 182 und D. 184) stimmen mit der Beschreibung und Abbildung von *F. goldfussi* forma *pyriformis* von LECOMPTE (1939) überein, die als Synonym in die Unterart *F. goldfussi goldfussi* eingezogen worden ist. Ein weiteres Exemplar (Inventar-Nr. D. 215) stimmt dann mit *F. goldfussi* forma *regularis* von LECOMPTE (1939) überein, die wiederum als ein Synonym von *F. goldfussi eifeliensis* betrachtet wird. Die übrigen eingesammelten Exemplare konnten infolge Fehlens von einem Vergleichsmaterial nicht subspezifisch bestimmt werden; sie werden alle unter dem Namen *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY zusammengefasst behandelt.

Die Mehrzahl der Stöcke von Szendrő ist in das Gestein eingebettet, ausgewälzt, sodass die Masse von den meisten nicht abgenommen werden konnten. Einige ausgewitterte halbkugel- oder brotlaibförmige Exemplare konnten aber doch abgemessen werden, so ein Exemplar (Inventar-Nr. D. 125) von  $9,5 \times 5,0 \times 2,6$  cm und ein Stock (Inventar-Nr. D. 181) von  $12,0 - 10$  cm Grösse. Die Korallite sind entweder gerade oder radial verzweigt. Die Korallite erscheinen im Querschnitt nicht gleichgross, sie sind polygonal, meistens sechseckig, seltener sind aber unter ihnen auch vier- oder fünfeckige, kleinere Exemplare zu sehen. Der Durchschnitt des Durchmessers von den Koralliten beträgt 2,5 mm (maximal 3 mm), die kleineren wechseln zwischen 1,0 und 2,0 mm ab. Die Wand der Korallite ist dünn (0,05 mm), verstreut findet man im Inneren der Korallite kurze Septaldornen. Sie sind eher in den Längs- als in den Querschnitten zu erkennen. Die Böden liegen horizontal (quer zur Wand) und sind engständig. Die Entfernung der einzelnen Böden beträgt 0,3–0,4 mm (maximal 1,2 mm). Die Wandporen können an meinen Exemplaren nicht untersucht werden. [Nach der ursprünglichen Beschreibung der Art sind sie kreisrund, klein (0,15–0,20 mm) und an den Randpartien in zwei Reihen angeordnet.]

**Verbreitung und Alter:** Diese Art ist eine der charakteristischsten und häufigsten Formen des Eifeliums. In der Literatur gibt es Angaben, nach denen sie auch im Givetium und dem oberdevonischen Frasnium bekannt ist.

Aus dem Mitteldevon, ohne die Angabe eines genauen Horizontes, wird die Art aus England (Devonshire), der Türkei (Antitaurus), der Sowjetunion (Mittleres Uralgebirge, Petschora-Becken, Kaukasus, Kusniezker Becken), Nord-Afrika und Nord-Amerika angeführt.

Aus dem Eifelium: Belgien (Ardennen: Cultrijugatus-Horizont); Deutschland (Eifel); Österreich (Graz); Sowjetunion (Russische Tafel, E-liches Uralgebirge, W-liches Vor-Uralgebirge, W-liches Uralgebirge: Calceolen-Horizont, Petschora-Becken, Kaukasus, Gebiet zwischen der Wolga und dem Ural: Udmurt-Gebiet, Perm-Gebiet, Süd-Baschkirien, Gebiet von Orenburg, Kusniezker Becken, Amur-Region, Mittel-Asien: Turkestan-Altai, Serawschan, Gissarski-Gebirge, Pamir, Darwas, Gornoj-Altai, N-liches Pribalhas, Sajan-Altai, Indigarka-Kolima-Gebiet, Omulewski-Gebirge, W-Sibirien); Nord-Vietnam.

Aus dem Givetium: Belgien (Ardennen: Stringocephalen-Horizont); Armenisches Hochplateau; Polen (Hl.-Kreuz-Gebirge); Sowjetunion (W-liches Uralgebirge, Gornoj-Altai); China (Setschuan: Stringocephalen-Horizont).

Oberdevon, Frasnium: Belgien (Ardennen).

**Fundorte:** Garadna-Tal, Aufschlüsse Nr. 1 und 2; Garadna-Gehöft, Kote 205 m; Einschnitt des Waldberges etwa 100 m nach E von der Chaussee entfernt am NW-lichen Teil des Gordonyos-Felsens; NW-liche Seite des Irnak-Berges; Irota, Steinbruch an der W-lichen Seite des Dorfes; Mészégető-Tal, Aufschlüsse Nr. 2 und 3; Kosár-Hügel.

### **Favosites goldfussi goldfussi D'ORBIGNY, 1850**

Taf. III. Fig. 1–2.

Die zwei Exemplare, die weiter oben bereits erwähnt wurden, stimmen sowohl morphologisch wie auch ihren Massen nach ziemlich gut mit der von Lecompte (1939) unter dem Namen *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY forma *pyriformis* abgesonderten und abgebildeten (Taf. XIV, Fig. 2–3) Form überein. Beide Stöcke sind ein wenig ausgewälzt, geplättet und in die Länge gezogen. Ihre Masse sind:  $7,0 \times 4,0$  cm (D. 182) und  $9,0 \times 4,0$  cm (D. 184). Die Korallite sind entweder gebogen oder sie gehen aus einem basalen zentralen Teil fächerförmig aus. Im Querschnitt sind ungleich grosse, abgerundete Polypare zu sehen. Ihr Durchmesser beträgt 2,0 mm (selten erreicht er 2,5 mm). Die Wand der Korallite ist dünn. Die Böden sind dünn, liegen horizontal (quer zur Wand) und sind nur manchmal gekrümmt. Die Entfernung zwischen den einzelnen Böden macht 0,5–0,7 mm aus. Da kein Anschlag vorhanden ist, sind am Exemplar die Septaldornen und Wandporen nicht zu untersuchen.

**Verbreitung und Alter:** Die Form wird aus dem unterdevonischen Koblenzium aus Marokko, aus dem mitteldevonischen Eifelium aus Belgien (Ardennen: Calceolen-Horizont), Italien (Karnische Alpen), aus N-Vietnam und Laos erwähnt. Aus dem Givetium (dem oberen Teil des Stringocephalen-Horizontes) sowie aus dem unteren Teil des oberdevonischen Frasniums ist sie aus Belgien (Ardennen) bekannt.

**Fundort:** Beide Exemplare kamen aus dem Mészégető-Tal (Aufschluss Nr. 3) zum Vorschein.

**Favosites goldfussi eifeliensis (PENECKE, 1893)**

Taf. II. Fig. 4.

Die Synonymen dieser Unterart wurden auch von B. S. SOKOLOV (1952), A. SCHOUPPÉ (1954) und A. STASIŃSKA (1958) angeführt. Aus dem Material von Szendrő kam ein Exemplar zum Vorschein, das mit der von Lecompte (1939, Taf. XIII, Fig. 1) unter dem Namen *Favosites goldfussi* d'ORBIGNY forma *regularis* abgesonderten Modifikation, die als ein Synonym von *F. goldfussi eifeliensis* (PENECKE) zu betrachten ist, übereinstimmt. Das Exemplar ist ein wenig deformiert, einer abgeflachten Halbkugel ähnlich, ein massiver Stock. Die Länge beträgt 13 cm, die Breite 7 cm. Die Korallite sind entweder gerade oder laufen gebogen ab. Im Querschnitt zeigen sie elliptische Umrisse oder regelmässige Polygone. Ihr Durchmesser misst 2,5 mm. Die Wand der Korallite ist dünn. Die Böden stehen horizontal (quer zur Wandung) und voneinander gleichmässig, 0,5–0,7 mm entfernt. Die Septaldornen treten bei der Unterart nicht häufig auf, sie sind kurz und stehen im Winkel nach oben hin weisend. Die Wandporen können nicht untersucht werden.

**Vorkommen und Alter:** Belgien (Ardennen: Calceolen-Horizont); Polen (Hl.-Kreuz-Gebirge: Couvinium); Österreich (Umgebung von Graz: Eifelium: Calceolen-Horizont und Givetium: Stringocephalen-Horizont); Sowjetunion (Uralgebirge: Calceolen-Horizont, Mittel-Asien und Kusnezker Becken: Eifelium und unteres Givetium); Nord-Vietnam und Laos (Eifelium); Nord-Amerika (Eifelium).

**Fundort:** Mészégető-Tal (Aufschluss Nr. 3).

**Favosites robustus Lecompte, 1939**

Taf. III. Fig. 4–5.

Zwei beschädigte Stöcke. Da sie in das Gestein eingebettet sind, können ihre genauen Masse nicht festgestellt werden. Die Korallite sind entschieden ungleich gross, im Querschnitt zeigen sie verlängerte, abgerundete Polypare. Ihre Durchmesser variieren zwischen 2,5 mm und 3,3 mm, die kleineren haben Durchmesser von 1,0–2,0 mm. Die Wanddicke der Korallite beträgt 0,18–0,3 mm. Die Anzahl der Septaldornen ist gering, die Septaldornen sind nicht gross und sie sind an der Innenseite der Wand verstreut vorhanden. Die Wandporen sind kreisrund, ihr Durchmesser beträgt 0,2 mm; sie sind in zwei oder in drei Reihen geordnet. Die Entfernung zwischen ihnen beträgt 0,4 und 0,6 mm. Im Längsschnitt konnten die Böden nicht untersucht werden. Bei den gut erhaltenen Exemplaren dieser Art sind sie dünn, horizontal gelegen und manchmal etwas konkav. Nach der Gestalt seiner Korallite ist *F. robustus* der Unterart *F. goldfussi goldfussi* d'ORBIGNY (=forma *pyriformis* Lecompte, 1939, p. 83, Taf. XIII, Fig. 7–13) ähnlich, weicht aber von dieser durch die auffallend ungleich grossen Korallite und die grössere Wanddicke ab.

**Verbreitung und Alter:** Biochronologisch beschränkt sich diese Art auf das Eifelium. Sie kommt in Belgien (Ardennen: Calceolen-Horizont); der Sowjetunion (E-liches Uralgebirge, Kusnezker Becken, Sajan-Altai, Mittel-Asien, Indigarka-Kolima-Gebiet, Tasch-Hajatach-Gebirge); SW-China (Gross-Kingan) und Nord-Vietnam vor.

**Fundorte:** NW-liche Seite des Irnak-Berges; S-liche Seite der Kote 205 m beim Garadna-Gehöft.

**Favosites antipertusus Lecompte, 1939**

Taf. IV. Fig. 1.

Ein einziges ausgewälztes, zusammengedrücktes Exemplar, dessen Oberfläche abgewetzt ist, weist die Masse  $11 \times 8,5 \times 2,5$  cm auf. Sein Aufbau stimmt mit der Beschreibung und Abbildung von Lecompte (1939, p. 92, Taf. XIV, Fig. 7) überein. Die Querschnitte der Korallite zeigen fast gleiche Polypare von einer regelmässigen, fünf- oder sechseckigen Gestalt, deren Durchmesser meistens 2,5–2,7 mm beträgt, manchmal sind aber auch kleiner (2,0–2,5 mm) darunter zu sehen. Die Wand der Korallite ist etwas verdickt: 0,1–0,3 mm. Die Böden liegen horizontal, sind gerade, nur selten gekrümmt. Ihre Entfernung voneinander beträgt 0,5–1,5 mm. Wandporen und Septaldornen sind am Exemplar nicht zu untersuchen.

**Verbreitung und Alter:** Der Holotyp wurde aus Belgien (Ardennen: unterer Teil des Givetiums) beschrieben. Die Art wurde ausserdem gefunden: in der Sowjetunion (West-Uralgebirge: Obereifelium, E-licher Teil des Mittleren Urals: Eifelium); China (Tien-Schan: Untergivetium).

**Fundort:** NW-liche Seite des Irnak-Berges.

**Favosites** sp.

Unter dieser Bezeichnung werden zahlreiche stark beschädigte, ausgewälzte bzw. abgerollte Exemplare zusammengefasst, von denen nur die generische Zugehörigkeit festgestellt werden kann. Sämtliche Exemplare entstammen dem mitteldevonischen grauen, blätterigen, crinoideen – tabula-führenden Kalkstein der III. Serie.

**F u n d o r t e :** Garadna-Tal, Aufschluss Nr. 4; Garadna-Gehöft, S-liche Seite der Kote 205 m; NW-licher Abhang des Irnak-Berges; Tal des Völgyi-Baches beim Tóharaszt-Gehöft; Mészégető-Tal (Aufschluss Nr. 3).

Zwei besser erhaltene Exemplare werden von mir unter der Bezeichnung *Favosites* sp. 1 (Inventar-Nr. D. 149) und *Favosites* sp. 2 (Inventar-Nr. D. 189) abgesondert, obwohl auch diese aufgrund der mir zur Verfügung stehenden Literatur bis jetzt noch nicht genauer bestimmt werden konnten. Das Exemplar *Favosites* sp. 1 (Taf. IV, Fig. 2) ist 12 cm lang, 5–6 cm breit, ein etwas ausgewälzter Stock. Sein Fundort: NW-liche Seite des Irnak-Berges. Das Exemplar *Favosites* sp. 2 (Taf. IV, Fig. 3) stammt aus dem Aufschluss Nr. 3 des Mészégető-Tales. Es ist ziemlich abgerollt. Im Anschliff sind die Böden nur undeutlich zu erkennen.

Genus: *Pachyfavosites* SOKOLOV, 1952

**Pachyfavosites polymorphus** (GOLDFUSS, 1826)

Taf. V. Fig. 1–3.

Die meisten der zahlreichen Exemplare sind mangelhafte, ausgewälzte Stöcke. Im Querschnitt sind die Korallite ungleich, von polygonal-abgerundeter Form, der Durchmesser schwankt zwischen 1,7 und 2,0 mm. Ihre Wand ist mässig dick, im allgemeinen etwa 0,3 mm. Die Wandporen sind kreisrund, seltener elliptisch, unregelmässig verteilt. Ihr Durchmesser ist 0,25 mm. Die Entfernung zwischen den Poren beträgt 1,0–2,0 mm. Die Anzahl der Septaldornen ist gering; die Septaldornen sind selten und kurz. Im Längsschnitt sind die Korallite radial divergierend. Die Böden treten in einer grossen Zahl auf, sie liegen horizontal und sind dünn. Die Entfernung zwischen ihnen beträgt 0,2–1,0 mm.

Der eine Stock (Inventar-Nr. D. 121) mit den Massen 11×10×4 cm stimmt mit der Beschreibung und Abbildung von LECOMPTE (1936, p. 37, Taf. VII, Fig. 1) überein, nur die Masse des Stockes sind etwas grösser. Zwei weitere Exemplare (Inventar-Nr. D. 163), deren Durchmesser im Querschnitt 5,0 cm misst, zeigen eine Ähnlichkeit mit der von LECOMPTE (1936) auf Taf. VII, Fig. 1a. abgebildeten Form.

**V e r b r e i t u n g u n d A l t e r :** Der Holotyp wurde ohne die genauere Angabe eines Horizontes aus dem Mitteldevon der Eifel beschrieben. Aus dem Eifelium wird die Art noch erwähnt: aus Belgien (Ardennen: Calceolen-Horizont); der Sowjetunion (W-Uralgebirge: Calceolen-Horizont, Kaukasus, Kusniezker Becken, Indigarka-Kolima-Gebiet: Omulewski-Gebirge, Tasch-Hajatach-Gebirge: Calceolen-Horizont, Mittel-Asien: Turkestan-Altai, Rudnoj-Altai, Serawschan-Gebirge, Gissarski-Gebirge, Darwas, Amur-Region: Sajan-Altai, Salair-Gebirge, W-Sibirien); S-China, N-Vietnam und N-Afrika.

Im Givetium kommt sie: in Belgien (Ardennen: Stringocephalen-Horizont); in der Sowjetunion (Sajan-Altai, Kusniezker Becken) und in China (Gross-Kingan) vor.

**F u n d o r t e :** Garadna-Tal (Aufschluss Nr. 3); NW-Abhang des Irnak-Berges; Garadna-Gehöft, S-liche Seite der Kote 205 m.

Genus: *Caliapora* SCHLÜTER, 1889

**Caliapora** cf. sp.

Taf. V. Fig. 4.

Ein Exemplar weist in seinen Merkmalen eine grosse Ähnlichkeit mit der von A. STASIŃSKA (1969, p. 773, Taf. I, Fig. 1–2, 4) beschriebenen Art *Caliapora battersbyi* auf. Darum rechne ich dieses Stück mit der Bezeichnung *Caliapora* cf. sp. bedingt zu dieser Art. Die Gattung *Caliapora* ist aus dem mitteldevonischen Eifelium und Givetium bekannt.

**F u n d o r t :** Garadna-Tal (Aufschluss Nr. 2).

Subfamilia: *Pachyporinae* GERTH, 1920

Genus: *Thamnopora* STEININGER, 1831

***Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE, 1830)**

Taf. VI. Fig. 2–4, Taf. VII. Fig. 1.

Es sind zahlreiche Exemplare zum Vorschein gekommen, von denen die Mehrheit in das Gestein eingebettet ist. Die Stöcke sind schwach oder stärker verzweigt. Der Querschnitt des Stockes ist entweder kreisrund oder oval, der Durchmesser des Querschnittes beträgt 8,0–9,0 mm (maximal 15 mm). Im Querschnitt ist zu erkennen, dass die Korallite entlang der Achse des Stockes parallel angeordnet sind. Hier sind sie sanft abgerundet, während man am Rande des Stockes scharfe, polygonale Formen sieht. Der Durchmesser der Korallite schwankt zwischen 0,6 mm und 1,2 mm. Die Wand der Korallite ist glatt, manchmal sanft gewellt, in den Biegungen der Polyparien allmählich an Dicke zunehmend. Die durchschnittliche Dicke der Wand beträgt 0,1–0,3 mm (als Minimum wurde 0,05 mm, als Maximum 0,5 mm gemessen). Die Wandporen sind kreisrund, in einer Reihe angeordnet, die Entfernung zwischen den einzelnen Poren macht 0,4–0,6 mm aus. Im Querschnitt beträgt ihr Durchmesser 0,1 mm. Die Septaldornen sind entweder schwach entwickelt oder aber fehlen sie auch vollkommen. Die Böden sind sehr dünn, konkav, sie stehen voneinander 0,3–0,4 mm entfernt ab.

Drei Exemplare meines Materials (D. 122, D. 123, D. 141) stimmen mit der Beschreibung und Abbildung des von M. LECOMPTE (1936, p. 50, Taf. IX, Fig. 1, 1a–1b) unter der Bezeichnung *Fav. reticulatus* (BLAINVILLE) typus B angeführten Exemplares überein. Die Stöcke scheinen etwas divergierende Bündel zu bilden. Ein weiteres Exemplar von meiner Sammlung (D. 114) lässt sich mit jenem Exemplar von LECOMPTE (1936, p. 51, Taf. IX, Fig. 2, 2a, 2b) identifizieren, das als *Fav. reticulatus* (BLAINVILLE) typus C angeführt wird. Die Stöcke sind verzweigt, ihr Durchmesser im Querschnitt misst 5,0–6,0 mm. Die Korallite sind polygonal, innen rundlich, mit einem Durchmesser von 0,7 mm im Querschnitt.

**Verbreitung und Alter:** Diese Tabulaten-Art ist häufig, weist eine grosse areale Verbreitung auf und ist für das Eifelium und Givetium charakteristisch. Aus dem oberen Teil des Unterdevons wird sie in NW-Frankreich und Österreich (Umgebung von Graz) angeführt.

**Eifelium:** Belgien (Ardennen); Deutschland (Rheinland); Spanien (Asturien); Österreich (Graz); Polen (Hl.-Kreuz-Gebirge); Klein-Asien; Sowjetunion (N-liches-, Mittleres-, E-liches-Uralgebirge, W-Sibirien, Turkestan-Altai, Süd-Altai, Serawschan, Gissarski-Gebirge, Pamir, Darwas, Kusniezker Becken, Tuwai-Becken, Hackass-Gebiet, Minussinski-Becken).

**Givetium:** Belgien (Ardennen); Deutschland (Eifelgebirge, Rheinland, Westfalen); Österreich (Graz); Polen; Sowjetunion (Russische Tafel, W-liches Uralgebirge, E-liches Uralgebirge, Kaukasus, Sibirien, Tarbagataj, Kusniezker Becken, Amur-Gebiet); China (Tien-schan, S-Yünnan, Setschuan, Schensi, Kansu); Australien (Neu-Süd-Wales).

Aus dem Mitteldevon ohne die Angabe eines genaueren Horizontes: England (Devonshire); Frankreich; Italien (Karnische Alpen); Türkei (Anti-Taurus); Sowjetunion (Petschora-Gebiet); China.

Aus dem unteren Abschnitt des oberdevonischen Frasniums: Spanien; England (Devonshire); Sowjetunion (Sibirien, Amur-Gebiet).

**Fundorte:** NW-liche Seite des Irnak-Berges; Mészógető-Tal (Aufschlüsse Nr. 2 und 6); Gordonyos-Felsen.

***Thamnopora* cf. *micropora* LECOMPTE, 1939**

Taf. VII. Fig. 2–3.

Einige aus dem grauen, blätterigen, crinoideen–tabulatenführenden Kalkstein stammende stark abgerollte kleine Stöcke stehen der Beschreibung und Abbildung von A. STASIŃSKA (1958, p. 202, Taf. XIII, Fig. 2) nahe. Eine sichere Identifizierung mit der Art war in Betracht des nicht vollkommenen Erhaltungszustandes nicht möglich. Die Stöcke sind verlängert, zylinderförmig, im Querschnitt zeigen sie eine ovale oder runde Gestalt. Ihre Länge beträgt 7–10 mm, ihr Durchmesser 5–8 mm. Die Korallite erscheinen im Querschnitt als ungleiche Polygone, ihr Durchmesser misst in der zentralen Zone 0,5–0,8 mm, an den Rändern 1,0 mm. Im Längsschnitt sieht man die strahlenbündelförmig angeordneten Korallite, die eine sanfte Bogenform aufweisen. Die Böden stehen schief, die Entfernungen zwischen den Böden sind nicht gleich. An meinen Exemplaren konnten die Wandporen nicht beobachtet werden. Septaldornen sind bei dieser Art nicht entwickelt.



**Verbreitung und Alter:** Der Holotyp wurde aus dem oberen Teil des oberdevonischen Frasniums von Belgien (Ardennen) beschrieben. Die Art wird auch noch aus Laos (Frasnium) und Polen (Mitteldevon: Eifelium) erwähnt.

**Fundorte:** NW-liche Seite des Irnak-Berges; Mészégető-Tal (Aufschluss Nr. 6).

### ***Thamnopora* sp.**

Zahlreiche Exemplare, die spezifisch nicht bestimmt werden konnten und von denen nur die generische Zugehörigkeit festzustellen war, fasse ich unter der Bezeichnung *Thamnopora* sp. zusammen.

**Fundorte:** Garadna-Tal (Aufschlüsse Nr. 1, 3 und 6); NW-liche Seite des Irnak-Berges; Garadna-Gehöft, S-liche Seite der Kote 205 m; Gordonyos-Felsen; Szendrölád, das Tal des Völgyi-Baches neben dem Tóharaszt-Gehöft; Irota, grosser W-licher Steinbruch; N-lich von Kakaskő 200 m. nach dem Mészégető-Tal hin; Mészégető-Tal (Aufschluss Nr. 2, 3, 5 und 6).

Zwei Exemplare, obwohl auch diese vorläufig spezifisch nicht zu bestimmen sind, sende ich unter der Bezeichnung *Thamnopora* sp. 1 (Taf. VII, Fig. 4) bzw. *Thamnopora* sp. 2 (Taf. VIII, Fig. 1) ab.

Exemplar Nr. 1 (Inventar-Nr. D. 81) ist abgerollt und von einer zylindrischen Gestalt. Seine Länge erreicht 32 mm, ihr Durchmesser 10 mm. Aufgrund dieser Masse steht das Exemplar dem Formenkreis von der Art *Th. polytremata* DUBATOLOW am nächsten.

Exemplar Nr. 2 (Inventar-Nr. D. 167) ist ebenfalls ausgewälzt und zeigt den Querschnitt des Stockes. Sein Durchmesser beträgt 20 mm.

Genus: *Gracilopora* CHUDINOWA, 1964

### ***Gracilopora* cf. *acuta* CHUDINOWA, 1964**

Taf. VIII. Fig. 2–4.

In einigen Gesteinsmustern kommen zahlreiche Stöcke vor, die im Anschliff untersucht werden konnten. Am nächsten stehen sie der von I. I. CHUDINOWA beschriebenen (1964, Taf. XI, Fig. 1) Art *Gr. acuta*. Die Stöcke sind gerade und im Gestein untereinander parallel gelegen, manchmal verzweigt. Die Zweige sind zylinderförmig, ihr Durchmesser im Querschnitt schwankt zwischen 4 mm und 8 mm, ihre Länge zwischen 15 mm und 20 mm. Der Querschnitt der Korallite ist ein abgerundetes Vieleck. Der Durchmesser von ihnen beträgt im inneren Teil 0,3–0,4 mm, am Randteil 0,5 mm. Die Korallite liegen im Teil um die Achse der Zweige zueinander parallel angeordnet, dann biegen sie sich allmählich zurück und treten mit spitzen Winkeln an die Oberfläche der Äste. Die Dicke der Wände von den Koralliten beträgt innen 0,1 mm, nach der Biegung nimmt die Dicke zu und erreicht 0,2–0,3 mm. Wandporen und Septaldornen können nicht untersucht werden. Die Böden liegen horizontal, sind ungleichmässig verteilt. Die sichere Bestimmung meiner Exemplare ist infolge ihrer Deformierung nicht möglich.

**Vorkommen und Alter:** Der Holotyp wurde aus dem Kusniezker Becken (Eifelium) beschrieben. W. N. DUBATOLOW—N. JA. SPASSKIJ (1971, p. 11) erwähnen aus dem Eifelium des Pribalhasch-Gebietes die Form *Gracilopora ex gr. acuta* CHUD.

**Fundorte:** Garadna-Tal (Aufschluss Nr. 1 und 3); NW-liche Seite des Irnak-Berges.

Genus: *Striatopora* HALL, 1851

### ***Striatopora* sp.**

Taf. VI. Fig. 1.

Ein schwach erhaltener Stock, eingebettet in den grauen, blätterigen Kalkstein, weist Merkmale auf, die für die Gattung *Striatopora* charakteristisch sind. Eine Möglichkeit der spezifischen Bestimmung ist jedoch nicht gegeben. Der Stock besteht aus etwas gebogenen, divergierenden Koralliten, seine Länge misst 37 mm, der Durchmesser im Querschnitt 4,0–5,0 mm (Inventar-Nr. D. 147).

Ein weiteres Exemplar, bei dem nur aufgrund der Gestalt und der Masse des Stockes darauf gefolgert werden kann, dass es zu dieser Gattung gehört, wird von mir als *Striatopora* (?) sp. erwähnt (Inventar-Nr. D. 179).

Die charakteristischen morphologischen Merkmale dieser Gattung sind: Die Stöcke sind entweder solitär oder verzweigend. Die Korallite sind gebogen und erreichen durch eine scharfe Biegung die Oberfläche des Stockes. Die Polypare besitzen tiefe Mündungen und scharfe Ränder, die fast lippenartig ausgebildet sind. Im Querschnitt weisen die Korallite eine abgerundete – vieleckige Form auf. Die Wandporen sind gut entwickelt, sie sind in 1–3 Reihen angeordnet. Die Böden sind selten, liegen horizontal, manchmal etwas gebogen. Die Septaldornen treten nur selten auf, meistens fehlen sie gänzlich.

**Verbreitung und Alter:** Die Gattung ist kosmopolitisch. Biochronologisch wurde sie vom obersilurischen Ludlowium bis Ende des Devons nachgewiesen.

**Fundorte:** NW-liche Seite des Irnak-Berges; Mészégető-Tal (Aufschluss Nr. 3).

Subfamilia: *Alveolitinae* DUNCAN, 1872

Genus: *Alveolites* LAMARCK, 1801

### ***Alveolites fornicatus* SCHLÜTER, 1872**

Taf. IX. Fig. 1–3.

Von dieser Art sind fünf Stöcke zum Vorschein gekommen. Unter ihnen waren drei Exemplare gut abzumessen, obwohl sie in das Gestein eingebettet waren. Die Masse des ersten Stockes (Inventar-Nr. D. 127) betragen  $4,1 \times 2,5$  cm, die des zweiten (Inventar-Nr. D. 150)  $4,0 \times 2,0$  cm und die des dritten, ausgewitterten (Inventar-Nr. D. 191)  $6,8 \times 3,7 \times 1,6$  cm. Die Stöcke sind massiv, von verlängert ovaler Form, meistens flach gedrückt. Die Masse der Exemplare von Szendrő sind denen der Exemplare von STASIŃSKA (1958) ähnlich, die des Exemplars D. 191 stimmen mit denen des von ihr abgebildeten Stockes (Taf. XVII, Fig. 2) überein. Die Korallite weisen einen etwas verlängerten ungleichmässig eckigen oder ovalen Umriss auf, an der Oberfläche des Stockes erscheinen sie dachziegelartig übereinander geordnet. Im Querschnitt zeigen sie verschiedene Formen; da die Polyparen verlängert sind, sind auch die Durchmesser verschieden. Die grösseren betragen 0,5–1,0 mm, die kleineren 0,3–0,7 mm (meistens 0,5 mm). Die Wanddicke ist 0,1–0,2 mm. Die Wand wird von vielen runden Poren durchbrochen. Die Poren sind in einer Reihe angeordnet und voneinander 0,3–0,5 mm entfernt. Der Durchmesser der Poren misst 0,2 mm. Im Inneren der Korallite sind einige gut entwickelte Septaldornen und zahlreiche kürzere Dornen anzutreffen.

In meinem vorläufigen Bericht (1972) habe ich in der Faunaliste ein Exemplar unter der Bezeichnung *Alveolites* cf. *praelimniscus* LE MAÎTRE angeführt. Die nachträglichen Untersuchungen erwiesen aber, dass auch dieses Stück zur Art *Alveolites fornicatus* SCHLÜTER gehört. Der Hinweis in meinem vorläufigen Bericht soll hiermit in diesem Sinne berichtigt werden.

**Verbreitung und Alter:** Die Art kommt im mitteldevonischen Eifelium und Givetium zum Vorschein. Der Holotyp wurde aus dem Eifelium (Eifelgebirge, Gerolstein) beschrieben. Ebenfalls aus dem Eifelium wird die Art noch angeführt: aus Belgien (Dinant: Couvinium); Polen (Hl.-Kreuz-Gebirge: Couvinium); der Sowjetunion (Gornoj-Altai); Nord-Afrika (Marokko). Aus dem Givetium ist sie aus Belgien (Stringocephalen-Horizont); Polen (Hl.-Kreuz-Gebirge) und der Sowjetunion (Kusnezker Becken, W-Sibirien) bekannt.

**Fundorte:** NW-liche Seite des Irnak-Berges; Mészégető-Tal (Aufschluss Nr. 3); neben dem Waldweg, der von der vom Borda-Gehöft SW-lich gelegenen Kote 245 m (Szokoly) nach S führt.

### ***Alveolites minutus* LECOMPTE, 1939**

Taf. X. Fig. 1–2.

Die Masse der drei gut erhaltenen, aber in den Kalkstein eingebetteten Stöcke lassen sich nur annähernd feststellen:  $13 \times 8,5$  cm (D. 190);  $12 \times 6$  cm (D. 82);  $10 \times 8$  cm (D. 212). Die Stöcke sind lamellenartig aufgebaut und von unregelmässiger Gestalt. Der Querschnitt der Korallite zeigt eine ovale Form oder aber die eines sanft gebogenen Hörnchens. Ihre Grösse ist ungleich. In der Länge beträgt ihr Durchmesser im Querschnitt 0,5–0,6 mm, in der Breite 0,3–0,35 mm. Die Dicke der Wände von den Koralliten erreicht 0,07–0,13 mm. Die Böden sind dünn, die Entfernung zwischen ihnen 0,1–0,5 mm; die Ursache dafür ist die ungleiche Anordnung der Polypare. In der Mitte des unteren Teiles von der Innenwand der Korallite ist ein gut entwickelter Septaldorn anzutreffen. An unseren Exemplaren können die Wandporen nicht untersucht werden.

**Verbreitung und Alter:** Die Art beschränkt sich auf das Eifelium. Der Holotyp wurde aus Belgien (Ardennen: Eifelium: Calceolen-Horizont) beschrieben. Die Art wird noch aus Polen (Hl.-Kreuz-Gebirge: Couvinium) und der Sowjetunion (E-lisches Ural) angeführt.

**Fundorte:** Garadna-Tal (Aufschluss Nr. 3); Mészégető-Tal (Aufschlüsse Nr. 3 und 8).

### ***Alveolites taenioformis* SCHLÜTER, 1889**

Taf. XI. Fig. 1–2.

Diese Art ist im Material durch einen beschädigten, abgerollten Stock von den Massen  $9,0 \times 3,8 \times 3,0$  cm vertreten. Die Korallite sind elliptisch, ihr Durchmesser im Querschnitt beträgt in der Länge 0,3–0,4 mm, in der Breite 0,15–0,20 mm. Im Längsschnitt sind die Korallite dicht nebeneinander angeordnet zu sehen, sie weisen einen schrägen, bandartigen oder welligen Ablauf auf. Die Wanddicke beträgt 0,12–0,15 mm. Die Anzahl der Wandporen ist beträchtlich, die Poren sind in der Wand verstreut vorhanden. Die Böden sind stark entwickelt, gerade oder konkav, die Entfernung zwischen den einzelnen Böden ist 0,2–0,5 mm.

**Verbreitung und Alter:** Ohne eine Abbildung wurde die Art zuerst aus dem Eifelium Deutschlands (Eifel: Gerolstein) beschrieben. Sie kam auch aus Belgien (Ardennen: Couvinium); Polen (Hl.-Kreuz-Gebirge: Couvinium) sowie aus der Sowjetunion (W-Uralgebirge: oberes Eifelium) zum Vorschein.

**Fundort:** Garadna-Tal (Aufschluss Nr. 2).

### ***Alveolites* sp.**

Taf. X. Fig. 3.

Einige Exemplare werden als *Alveolites* sp. bezeichnet, während diejenigen, bei denen auch die generische Zugehörigkeit zweifelhaft ist, als *Alveolites* (?) sp. angeführt werden. Die genauere Bestimmung dieser Exemplare ist wegen ihres schlechten Erhaltungszustandes nicht möglich. Drei Exemplare unter diesen (Inventar-Nr. D. 109, D. 117 und D. 144) werden von mir doch abgesondert und mit der Bezeichnung *Alveolites* sp. 1, 2 (Taf. X, Fig. 3) und 3 erwähnt; im Besitz einer entsprechenden Literatur wird ihre Bestimmung später vielleicht noch durchgeführt werden können.

**Fundorte:** Garadna-Tal (Aufschluss Nr. 1 und 2); NW-Abhang des Irnak-Berges; Mészégető-Tal (Aufschluss Nr. 6).

**Familia:** *Auloporidae* MILNE EDWARDS et HAÏME, 1851

**Subfamilia:** *Syringoporinae* NICHOLSON, 1879

**Genus:** *Syringopora* GOLDFUSS, 1826

### ***Syringopora eifeliensis* SCHLÜTER, 1889**

Taf. XII. Fig. 1.

Die Art wird durch einige ins Gestein eingebettete, zerdrückte Stockbruchstücke vertreten. Die Stücke können nur in Aufsicht untersucht werden. Die Korallite sind verlängert, meistens parallel angeordnet und gerade, manchmal ein wenig gebogen. Ihr Querschnitt ist meistens kreisförmig, seltener etwas oval. Der Durchmesser im Querschnitt beträgt nur in seltenen Fällen weniger oder mehr als 4,0–5,0 mm. Die Anordnung der Korallite ist nicht gleichmässig, die Entfernung zwischen den einzelnen Koralliten ist 1,5–4,0 mm. Ihre Wand ist 0,1 mm dick. Die Verbindungsröhrchen (tubes) sind selten, kurz, ihre Breite 0,3 mm. Septaldornen sind keine zu sehen. Die Böden tiefen sich trichterförmig in die Polypare ein, sie sind engständig, erscheinen manchmal rohrförmig und besitzen Diameter von 1,3–1,6 mm.

Die dieser Art nahe stehende Form *Syringopora vulgaris* JANET lässt sich von unserer Art durch ihre grössere Massindices und das vollkommene Fehlen der Septaldornen deutlich unterscheiden.

**Verbreitung und Alter:** Die Art ist eine charakteristische Form des Eifeliums. Der Holotyp wurde aus dem Mitteldevon Deutschlands (Eifelgebirge: Gerolstein) beschrieben. Die Art wurde noch aus den Schichten des Eifeliums von folgenden Gebieten angeführt: Belgien (Ardennen); Sowjetunion (SE-licher Teil der Russischen Tafel, N-, W-, E-lisches Uralgebirge, Gebiet zwischen

der Wolga und dem Ural, Kaukasus, Nowaja-Semlja, W-Sibirien, Kusniezker Becken, Salair-Gebirge, Sajan-Altai, S-Altai, NE-Sibirien, Amur-Gebiet).

Auch aus dem Givetium wird die Art erwähnt: von Belgien (Ardennen: Stringocephalen-Horizont); der Sowjetunion (W-Ural, Kaukasus, Kusniezker Becken, Sajan-Altai) und dem Gebiet Nord-Vietnams.

F u n d o r t : Mészégető-Tal (Aufschluss Nr. 2).

### *Syringopora crispa* SCHLÜTER, 1889

Taf. XII. Fig. 2–3.

Zwei gut erhaltene Exemplare sind vorhanden, die aber in den Kalkstein eingebettet sind, so dass ihre Masse nicht genau abgenommen werden können. Die Stöcke sind reichverzweigt, sie bestehen aus gerade verlaufenden oder ein wenig gebogenen Koralliten. Der Querschnitt der Korallite ist kreisförmig, ihr Diameter beträgt 2,0–2,5 mm. Die Korallite sind ungleichmässig verteilt. Die Entfernung zwischen den einzelnen Koralliten ist 0,5–2,5 mm. Die die Korallite verbundenen Röhrechen (tubes) sind selten, sie liegen horizontal oder etwas schief, ihre Breite (der Durchmesser) misst 0,5–0,7 mm. Die Wandstruktur der Korallite ist konzentrisch, die Wanddicke beträgt 0,3–0,4 mm. Die Böden sind trichterförmig, ungleichmässig verteilt, mässig engständig (die Entfernung zwischen den Böden beträgt 0,2–0,7 mm). Die für die typische Erscheinung dieser Art charakteristischen gut entwickelten, langen, dünnen, in einer grossen Anzahl vorhandenen Septaldornen sind an meinen 2 Exemplaren nicht zu beobachten.

*Syringopora crispa* SCHLÜTER steht der aus dem Unterdevon beschriebenen Art *Syringopora hilberi* PENECKE nahe, doch kann sie von dieser durch die kleineren Masse der Korallite, die geringere Wanddicke, die kleinere Entfernung zwischen den Koralliten sowie durch die gut entwickelten Septaldornen deutlich unterschieden werden.

V e r b r e i t u n g u n d A l t e r : Der Holotyp wurde aus dem Mitteldevon Deutschlands (Rheinland) ohne eine Angabe des genaueren Horizontes beschrieben. Die Art ist für das Eifelium charakteristisch: Deutschland (Eifel); Belgien (Ardennen: Calceolen-Horizont); Sowjetunion (Turkistan-Altai, Gornoj-Altai, Rudnoj-Altai, Serawschan-Gebirge, Gissarski Gebirge, Pamir, Darwas-Gebirge, Kusniezker Becken, W-Sibirien, Indigarka-Kolima-Gebiet: Tasch Hajatach-Gebirge, Tajmir-Halbinsel, NE-Sibirien, Amur-Gebiet); China (Süd-Tien-Schan).

Die Vorkommen der Art aus dem Givetium sind von folgenden Gebieten bekannt: Belgien (Ardennen: Stringocephalus-Horizont); Sowjetunion (Indigarka-Kolima-Gebiet: Tasch Hajatach-Gebirge); China (Süd-Tien-Schan: Stringocephalus-Horizont).

F u n d o r t e : Garadna-Tal; Mészégető-Tal (Aufschluss Nr. 2).

### *Tabulata* sp., *Tabulata* sp. indet.

Es muss auch noch über den Teil des untersuchten Materials berichtet werden, der in einem Erhaltungszustand zum Vorschein gekommen ist, der die Bestimmung der Gattung, ja sogar in manchen Fällen auch die der Familie nicht zulässt, von dem aber behauptet werden kann, dass die einzelnen Stücke zu den Tabulaten gehören. Diese Exemplare sind in der Sammlung des Museums unter der Bezeichnung *Tabulata* sp., bzw. *Tabulata* sp. indet. untergebracht.

F u n d o r t e : Garadna-Tal (Aufschlüsse Nr. 1, 2 und 3); W-Ende des Garadna-Tales; Garadna-Tal (Aufschluss Nr. 6); Abod; S-liche Seite der Kote 205 m beim Garadna-Gehöft; S-liche Seite des Gordonyos-Felsens; NW-Abhang des Irnak-Berges; Tal des Völgyi-Baches; N-liche Seite des Kecskés-Berges; Mészégető-Tal (Aufschluss Nr. 2, 5 und 6); Kosár-Hügel.

## III. SYSTEMATISCHE, BIOSTRATIGRAPHISCHE, BIOCHRONOLOGISCHE UND PALÄOBIOGEOGRAPHISCHE ZUSAMMENFASSUNG

Der mitteldevonische, crinoideen – tabulatenführende Kalkstein des Szendrőer Gebirges lieferte 16 Arten und 2 Unterarten von Tabulaten, ausserdem Exemplare, die nicht näher bestimmt werden konnten. Einige Arten wurden im Rahmen der offenen Namensgebung mit Ziffern bezeichnet. Im Besitze der entsprechenden Literatur werden diese sich in der Zukunft eventuell noch bestimmen lassen. Von den untersuchten Arten gehören eine Art zur Familie der *Chaetetidae*, eine Art zur Fa-

milie der *Heliolitidae*, 12 Arten und 2 Unterarten zur Familie der *Favositidae* und 2 Arten zur Familie der *Auloporidae*. Zwei später beschriebene Gattungen (*Pachyfavosites* und *Gracilopora*), deren Vertreter im Material vom Szendrőer Gebirge nachgewiesen wurden, mussten im Laufe der Beschreibung innerhalb der entsprechenden Familien im Sinne des von D. HILL — E. L. STUMM, in: R. C. MOORE (1956) aufgestellten Systems eingeordnet werden. Ich möchte bemerken, dass es ausser dem oben erwähnten, von mir angewandten System auch andere, weitere systematische Einteilungen gibt. Manche Systematiker behandeln die Chaetetiden und Heliolitiden von den Tabulaten abgesondert.

Die Fauna des Szendrőer Gebirges weist folgende Formen auf:

### Chaetetidae

*Chaeteles magnus* LECOMPTE

### Heliolitidae

*Heliolites porosus* (GOLDFUSS)

### Favositidae

#### *Favositinae*

*Favosites goldfussi* D'ORBIGNY  
*Favosites goldfussi goldfussi* D'ORBIGNY  
*Favosites goldfussi eifeliensis* (PENECKE)  
*Favosites robustus* LECOMPTE  
*Favosites antipertusus* LECOMPTE  
*Pachyfavosites polymorphus* (GOLDFUSS)  
*Caliapora* cf. sp.

#### *Pachyporinae*

*Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE)  
*Thamnopora* cf. *micropora* LECOMPTE  
*Gracilopora* cf. *acuta* CHUDINOWA  
*Striatopora* sp.

#### *Alveolitinae*

*Alveolites fornicatus* SCHLÜTER  
*Alveolites minutus* LECOMPTE  
*Alveolites taenioformis* SCHLÜTER

### Auloporidae

#### *Syringoporinae*

*Syringopora eifeliensis* SCHLÜTER  
*Syringopora crispa* SCHLÜTER

Vom biostratigraphischen und biochronologischen Gesichtspunkte aus können über die paläozoischen Bildungen des Gebirges vorläufig aufgrund dieser Fauna keine weitgehenden Folgerungen gezogen werden. Diese Tatsache lässt sich damit erklären, dass es uns bis jetzt nicht möglich war, die Untersuchung an Ort und Stelle der Schichtserien von ausländischen devonischen Typlokalitäten durchzuführen und diese mit unseren Fundorten zu vergleichen. Auch das uns zur Verfügung stehende Vergleichsmaterial an Fossilien war recht unbeträchtlich, sodass wir in den meisten Fällen mit den einzelnen, in der Literatur vorgefundenen Angaben vorliebnehmen mussten. Wie ich bereits erwähnte, ist — leider — der überwiegende Teil der paläozoischen Schichten abgetragen worden, die Oberfläche dieser Bildungen grösstenteils bedeckt und die Anzahl der Aufschlüsse recht dürftig; der Erkundungsgrad durch Tiefbohrungen ist zu mangelhaft, um genügende Angaben für die feinstratigraphische Gliederung und die Aufstellung von Folgerungen zu erhalten.

Die bisherigen faunistischen Untersuchungen liessen aber trotzdem einige Feststellungen zu. Die paläozoischen Bildungen des Szendrőer Gebirges, die auf einer petrographischen Grundlage in 3 Serien eingeteilt wurden, sind alle devonischen Alters; allerdings konnte innerhalb des Devons bis jetzt noch keine genauere chronostratigraphische Eingliederung erfolgen (S. MIHÁLY, 1976). Die frühere Auffassung (W. I. SLAWIN, 1962), wonach das Alter der Bildungen von N nach S hin allmählich jünger wird (vom Ordovizium bis zum Devon) kann also nicht mehr aufrechterhalten werden.

Aufgrund der paläontologischen Beweise — im Einklang mit den übrigen geologischen und tektonischen Untersuchungsergebnissen — wird es also unsererseits angenommen, dass die Schichtgruppe des Rakacaer Marmors sowie die Schichtgruppe des crinoideen—tabulatenführenden Kalksteins innerhalb des Kalksteinkomplexes (Teile der früheren Serien I, III, IV) im Sinne der neuen Einteilung von Zs. RAINCSÁK-KOSÁRY ein unter- und mitteldevonisches Alter haben und die Übergangsschichtgruppe und der zentrale Schuttkomplex (Teile der früheren Serien I und II) aufgrund der Lückenlosigkeit der Bildungen ebenfalls ins Devon gehören, vorläufig jedoch ohne eine detaillierte Horizontierungsmöglichkeit.

Der Kalksteinkomplex des Szendrőer Gebirges, der die auswertbaren, fürs Devon sprechenden Fossilien lieferte, vertritt überwiegend eine Kalksteinfazies des seichten Meeres bzw. des ufernahen Riffes mit sehr wenig Trümmermaterial gemischt. Aufgrund der zeitlichen Verbreitung der hervorgekommenen Tabulaten (Tabelle 1) ist das Alter der crinoideen—tabulatenführenden Schichtgruppe bestimmt mitteldevonisch, in die Stufen Eifelium und Givetium gehörend. Innerhalb dieser Zeitspanne kann aber eine weitere, detailliertere Einteilung nicht gegeben werden, weil es unmöglich ist, einerseits die Identifizierung der Schichtgruppen von den einzelnen, wenigen Aufschlüssen und andererseits eine präzise biostratigraphische Einreihung durchzuführen, da die Fauna grösstenteils aus dem nicht anstehenden Gestein gesammelt wurde. Die Richtigkeit der Altersangabe wird auch durch die hervorgekommenen Tabulaten-Gemeinschaften bewiesen. Die häufigsten Arten [*Favosites goldfussi* D'ORBIGNY, *Pachyfavosites polymorphus* (GOLDFUSS), *Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE), *Alveolites fornicatus* SCHLÜTER, *Syringopora eifeliensis* SCHLÜTER, *S. crispa* SCHLÜTER] kommen nicht nur in den Szendrőer, sondern auch in den anderen, ausländischen mitteldevonischen Fundorten immer miteinander vergesellschaftet vor. Der Individuenzahl nach machen unter den Tabulaten des Szendrőer Gebirges 3/4 Teil des eingesammelten Materials die *Favositen* und *Thamnoporen* aus. Die Reihenfolge der Häufigkeit von den Vertretern der übrigen Gattungen ist wie folgt: *Alveolites*, *Syringopora*, *Pachyfavosites*, *Gracilopora*, *Heliolites*, *Striatopora*, *Chaetetes* und *Caliopora*.

Überraschend ist dagegen der Vergleich der sonstigen Faunaelemente vom Szendrőer Gebirge mit anderen Faunavergesellschaftungen von weiteren mitteldevonischen Typlokalitäten. Im Mitteldevon des Szendrőer Gebirges stellen die *Tabulaten* und *Crinoideen* die dominanten Elemente der Fauna dar. Andere Faunaelemente (*Rugosen*, *Gastropoden*) schliessen sich diesen Formen nur in einer sehr geringen Menge an, während die übrigen charakteristischen (hauptsächlich aus dem westeuropäischen Devon bekannten) Formengruppen, die in erster Linie für die Riffazies gekennzeichnet sind (*Stromatoporen*, *Bivalvien*, *Palaeoammonoideen*, *Brachiopoden*, *Bryozoen* usw.) vollkommen fehlen. Im Falle der Ausbildungen des Szendrőer Gebirges müssen lokale bio- und lithofaziologische Faktoren in Betracht gezogen werden. Es ist mit nicht unbedeutenden Schwierigkeiten verbunden, über die zeitlichen (ständigen oder zeitweise vorhanden gewesenen) Verbindungen mit den grossen Meeresarmen, die Möglichkeiten des gegenseitigen Faunenaustausches oder die optimalen paläoökologischen Bedingungen der Lebewelt Folgerungen zu ziehen. Die Beantwortung dieser Fragen würde vielleicht eine Erklärung für den grossen Unterschied, der im Vergleich mit den gewohnten Faunenbild der Riffbildnern zu sehen ist, liefern. Eine litho- und biofaziologische Verbindung dürfte am ehesten mit den entsprechenden Fazies des Grazer Mitteldevons [Rannach-Fazies: Barrandei-Kalk (Eifelium), Kanzel- und Steinberg-Kalk (Givetium) bzw. Hochlantsch-Fazies: Kalkschiefer der Hubenhalt (Eifelium), Calceola-Schichten, Hochlantsch-Kalk (Givetium)] zu suchen sein, natürlich mit einem Vergleich unter der grössten Umsicht.

Im Kalkstein biogenen Ursprungs in der Schichtgruppe des Rakacaer Marmors sind die Fossilien fast vollständig umkristallisiert, unkenntlich geworden. Es ist nur einigen glücklichen Funden [*Cupressocrinites* sp., *Stylocrinus tabulatus depressus* (MÜLLER), Querschnitt von *Gastropoden*] zu verdanken, dass die Zugehörigkeit dieses Kalksteins dem Unter- bzw. Mitteldevon wahrscheinlich gemacht werden konnte (S. MIHÁLY, 1976).

Aufgrund der im Szendrőer Gebirge zum Vorschein gekommenen Faunen kann vom paläogeographischen Gesichtspunkte aus — im Gegensatz zu den bisherigen Vermutungen — nicht auf das Vorhandensein von marinen Bildungen, die älter als devonisch sind, gefolgert werden. Diese Annahme scheint auch durch die bisherigen Kenntnisse bestätigt zu werden. Das mitteleuropäische Gebiet war während des Kambriums eine gehobene Schwelle, es sind von hier nur ein-zwei lokale und lückenhafte marine Bildungen (Ardennen, Lausitz, Fichtelgebirge, Prager Becken, Polnisches Mittelgebirge) bekannt. Zum Festland der kaledonisch-karpatischen Barriere (barrière caledonohongroise) gehörte während des Ordoviziums auch das Gebiet Ungarns. Diese Schwelle lag zwischen dem Skandinavischen-Baltischen Seichtmeer und der Südeuropäischen Geosynklinale. Am Ende des Gotlandiums kam das Gebiet Ungarns mit der Südeuropäischen Geosynklinale (Mecsekgebirge, Balaton-Hochland, Kleine Ungarische Tiefebene) in Verbindung, aus dem Gebiete des Szendrőer Gebirges konnten jedoch keine faunistisch belegten silurischen marinen Bildungen nachgewiesen werden. Ein Vergleich der arealen Verbreitung der Tabulaten, die im Mitteldevon des Szendrőer Gebirges gefunden worden sind, lässt auf einige paläobiographische Verbindungen folgern (Tabelle 2).



In Anbetracht der Zusammensetzung der Korallen-Fauna dürfte diese Verbindung in erster Linie mit dem westeuropäischen Devonmeer vorhanden gewesen sein. Unsere Fauna weist eine grosse Ähnlichkeit mit den mitteldevonischen Tabulaten Belgiens (Ardennen) und Deutschlands (Eifel, Rheinisches Schiefergebirge) auf. Die nächsten Zusammenhänge müssen jedoch über die paläozoischen Bildungen des ungarischen Beckenuntergrundes (Kleine Ungarische Tiefebene) und das Mitteldevon von Burgenland (Hannersdorf) in Richtung von Karawanken—Grazer Burgland—Karnischen Alpen gesucht werden.

Unsere Fauna weist nach E hin auf Grund des gemeinsamen Vorkommens der Arten eine Übereinstimmung mit den Faunen der mitteldevonischen Meeresarme Polens (Hl.-Kreuz-Gebirge) und des Urals auf, jedoch sind diese allfälligen Verbindungen horizontal sehr entfernt und schwer zu beweisen. Ähnlich unsicher ist auch der Nachweis einer Verbindung mit den E- und SE-lichen asiatischen und australischen Faunaprovinzen. Unsere Tabulaten-Fauna weist mit den nordamerikanischen Arten (mit Ausnahme der kosmopolitischen Form *Favosites goldfussi* D'ORB.) keine Übereinstimmung auf. Auch diese Tatsache bestätigt die Annahme, wonach die eurasiatische und die nordamerikanische Geosynklinale miteinander in keinerlei Verbindung gestanden haben.

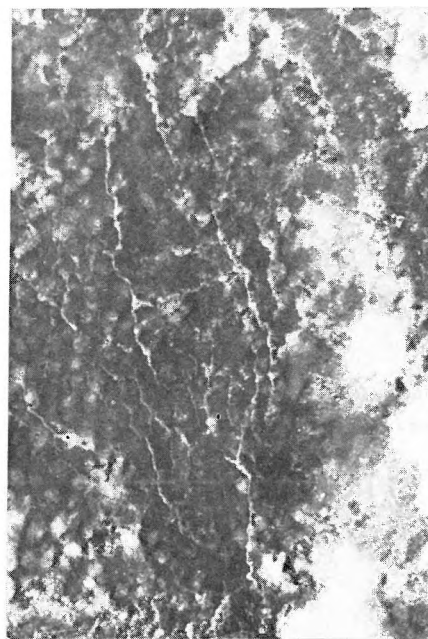
## TÁBLÁK — TAFELN

## I. TÁBLA— TAFEL I

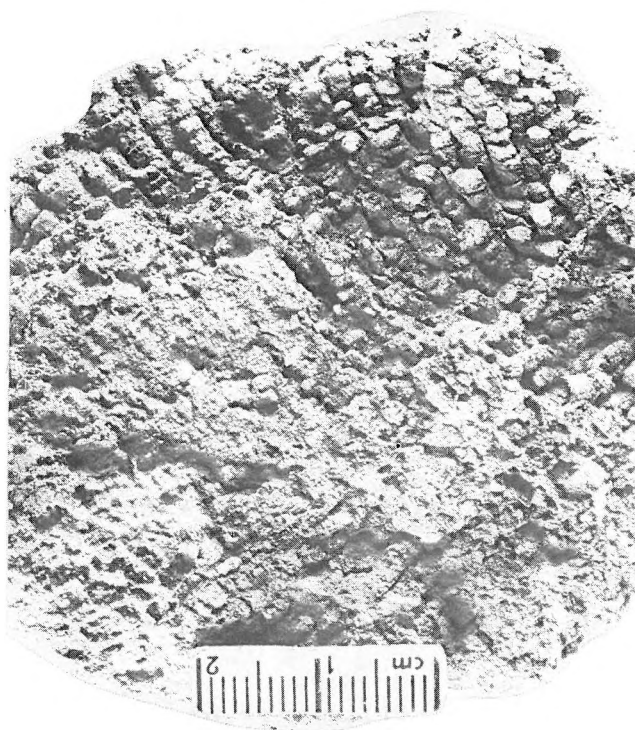
1. *Chaetetes magnus* LECOMPTE 5×  
Szendrőlád, Völgyi-patak völgye Tóharaszt-puszta mellett (D. 168.) — Tal des Völgyi-Baches, neben dem Tóharaszt-Gehöft
2. *Heliolites porosus* (GOLDFUSS) 9×  
Szendrőlád, Mészégető-völgy 5. sz. feltárás (D. 197.) — Mészégető-Tal, Aufschluss Nr. 5
3. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY  
Irota, a falu Ny-i oldalán levő nagy kőfejtő (D. 170.) — grosser Steinbruch an der W-lichen Seite der Ortschaft
4. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY  
Szendrőlád, Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 112.) — NW-Abhang des Irnak-Berges



1



2



3



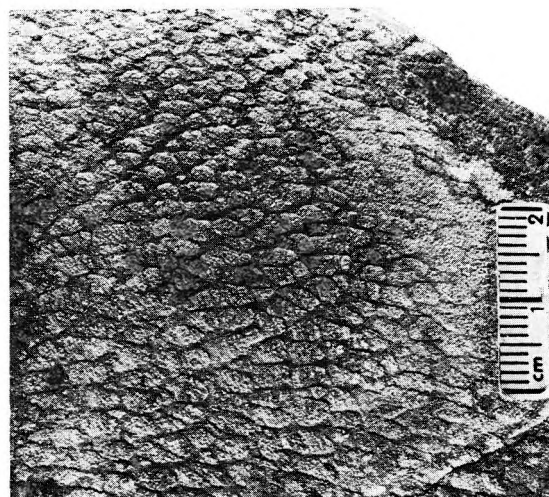
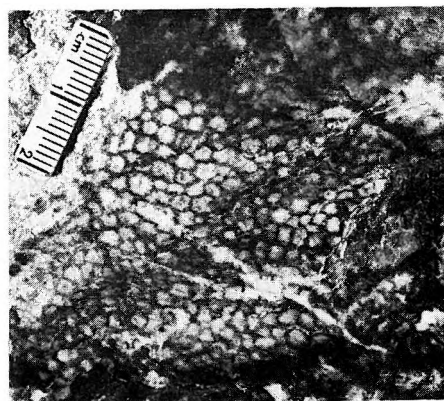
4

## II. TÁBLA — TAFEL II

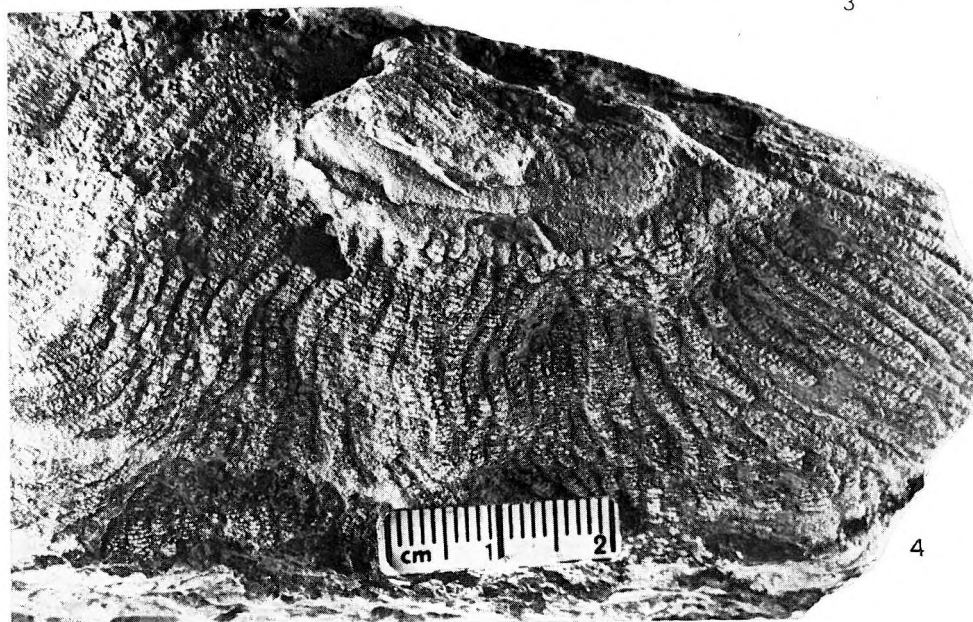
1. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY  
Szendrőlád, Gordonyos-bérc ÉNy-i oldala, az országúttól 100 m-re K felé vezető erdei út bevágása (D. 164.)  
— NW-Seite des Gordonyos-Felsens, Einschnitt des Waldweges, der E-lich von der Chaussee 100 m entfernt liegt
2. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY  
Büdöskút-puszta, Kosár-domb (D. 159.) — Büdöskút-Gehöft, Kosár-Hügel
3. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY  
Szendrőlád, Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 115.) — NW-Abhang des Irnak-Berges
4. *Favosites goldfussi eifeliensis* (PENECKE)  
Szendrőlád, Mészégető-völgy 3. sz. feltárás (D. 215.) — Mészégető-Tal, Aufschluss Nr. 3



1



3

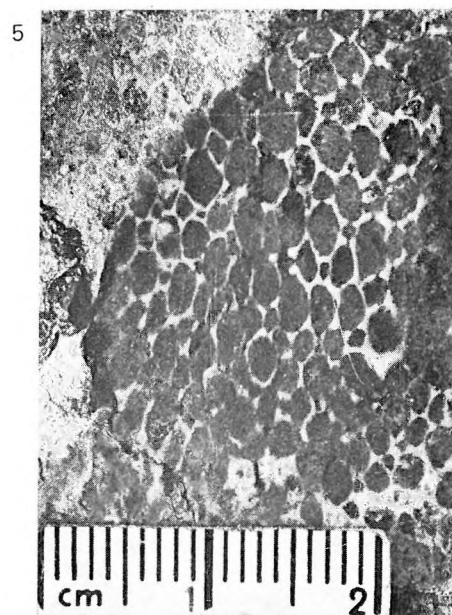
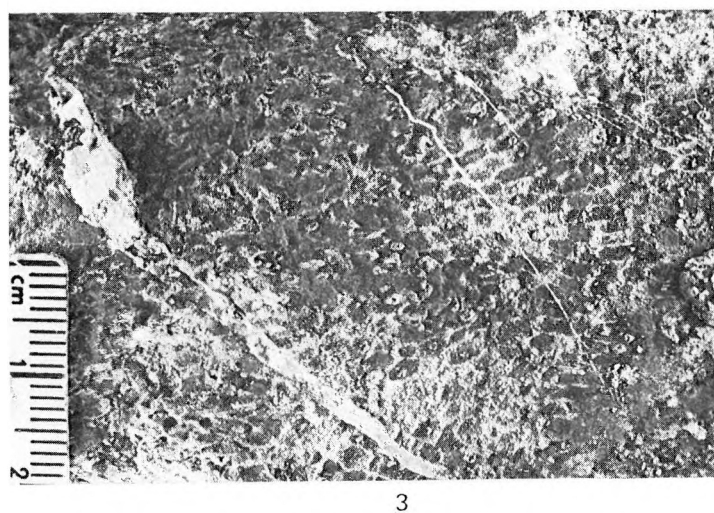
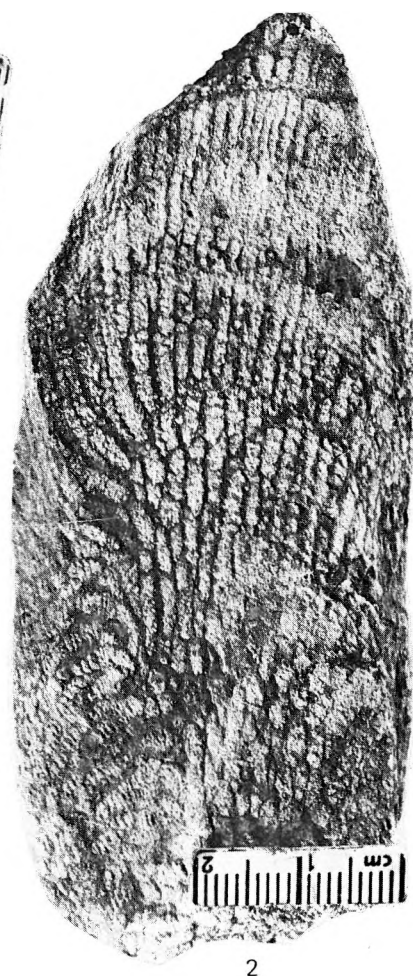


4



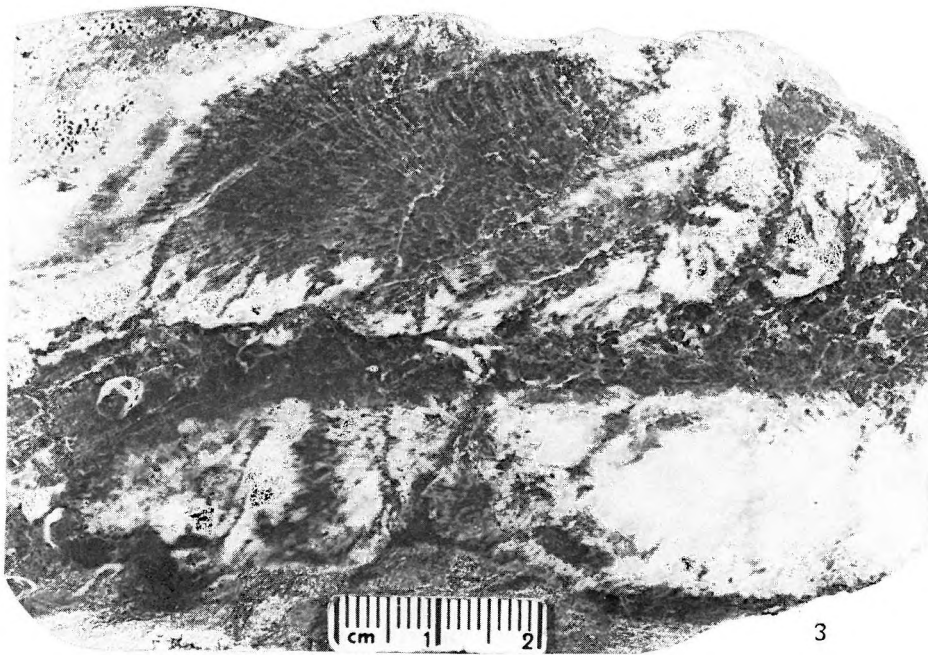
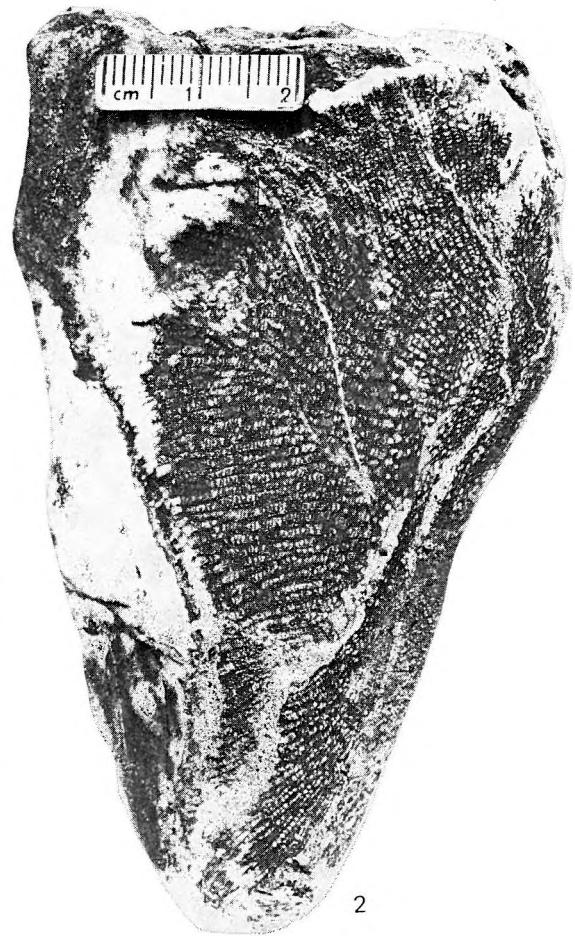
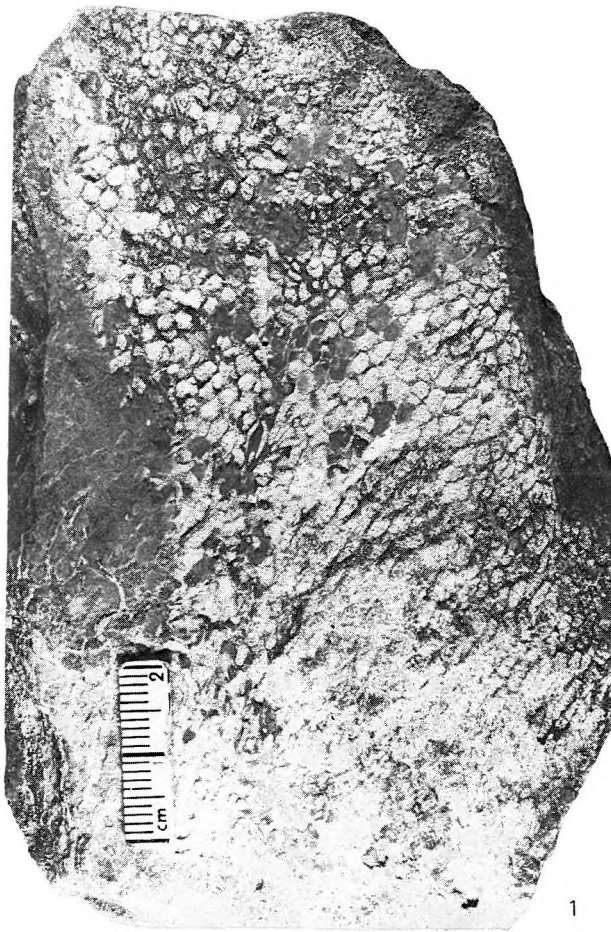
## III. TÁBLA — TAFEL III

1. *Favosites goldfussi goldfussi* D'ORBIGNY  
Szendrőlád, Mészégető-völgy 3. sz. feltárás (D. 182.) — Mészégető-Tal, Aufschluss Nr. 3
2. *Favosites goldfussi goldfussi* D'ORBIGNY  
Szendrőlád, Mészégető-völgy 3. sz. feltárás (D. 184.) — Mészégető-Tal, Aufschluss Nr. 3
3. *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY  
Szendrőlád, Mészégető-völgy 3. sz. feltárás (D. 183.) — Mészégető-Tal, Aufschluss Nr. 3
4. *Favosites robustus* LECOMPTE  
Szendrőlád, Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 86.) — Irnak-Berg, NW-licher Abhang
5. *Favosites robustus* LECOMPTE  
Garadna-pusztá, 205 m mag. pont D-i oldala (D. 162.) — Garadna-Geböft, S-liche Seite der Kote 205 m



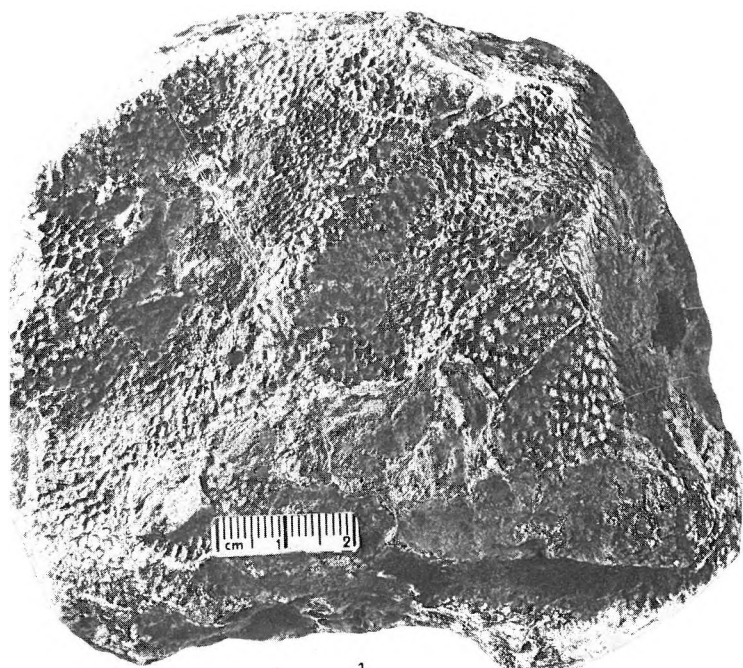
## IV. TÁBLA — TAFEL IV

1. *Favosites antipertusus* Lecompte  
Szendrőlád, Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 119.) — NW-Abhang des Irnak-Berges
2. *Favosites* sp. 1.  
Szendrőlád, Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 149.) — NW-Abhang des Irnak-Berges
3. *Favosites* sp. 2.  
Szendrőlád, Mészégető-völgy 3. sz. feltárás (D. 189.) — Mészégető-Tal, Aufschluss Nr. 3



## V. TÁBLA — TAFEL V

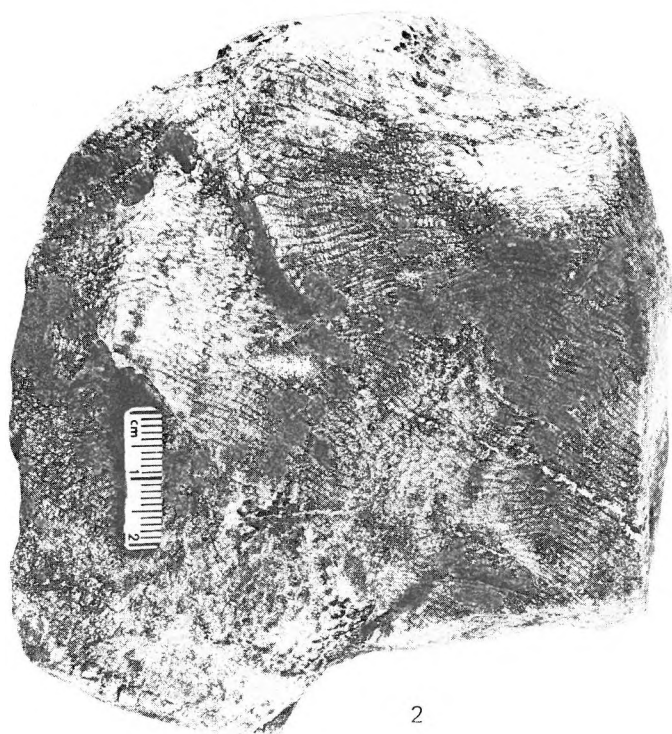
- 1—2. *Pachyfavosites polymorphus* (GOLDFUSS)  
Szendrőlád, Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 121.) — NW-Abhang des Irnak-Berges
3. *Pachyfavosites polymorphus* (GOLDFUSS)  
Szendrőlád, Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 111.) — NW-Abhang des Irnak-Berges
4. *Caliapor* cf. sp.  
Szendrőlád, Garadna-völgy 2. sz. feltárás (D. 55.) — Garadna-Tal, Aufschluss Nr. 2



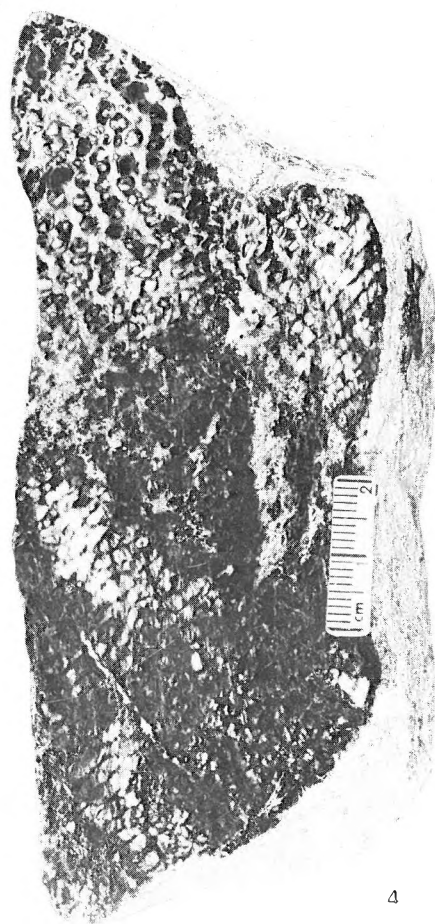
1



3



2



4

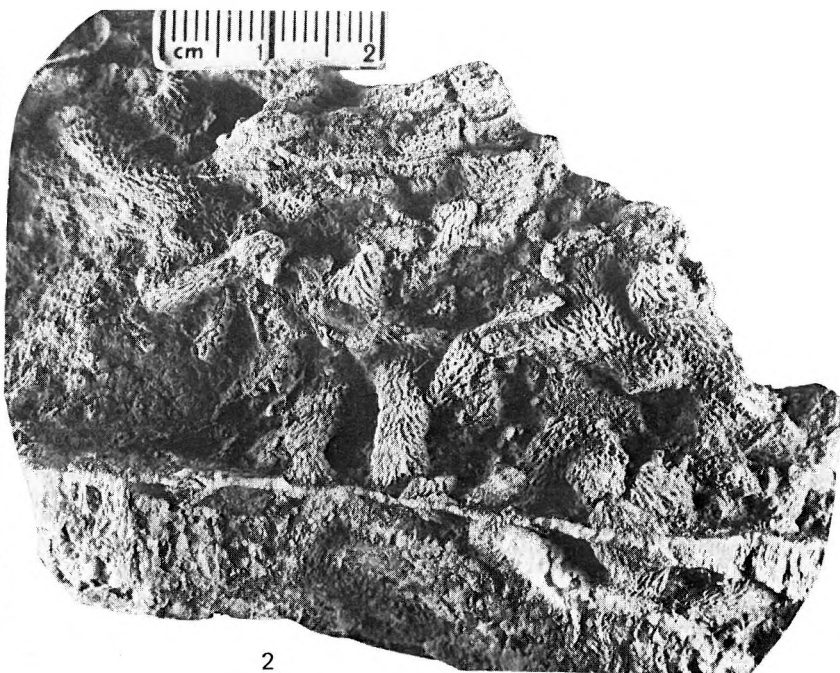


## VI. TÁBLA — TAFEL VI

1. *Striatopora* sp.  
Szendrőlád, Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 147.) — NW-Abhang des Irnak-Berges
2. *Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE)  
Szendrőlád, Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 114.) — NW-Abhang des Irnak-Berges
3. *Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE)  
Szendrőlád, Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 120.) — NW-Abhang des Irnak-Berges
4. *Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE)  
Szendrőlád, Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 123.) — NW-Abhang des Irnak-Berges



1



2

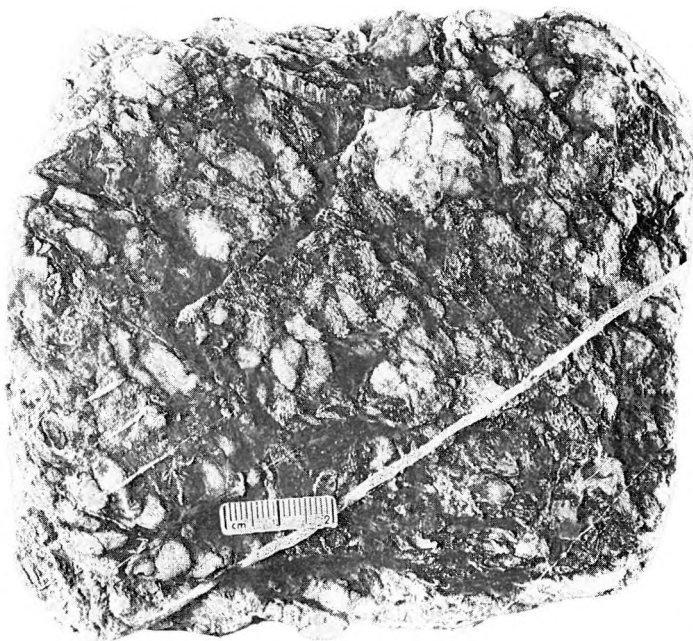


3



## VII. TÁBLA — TAFEL VII

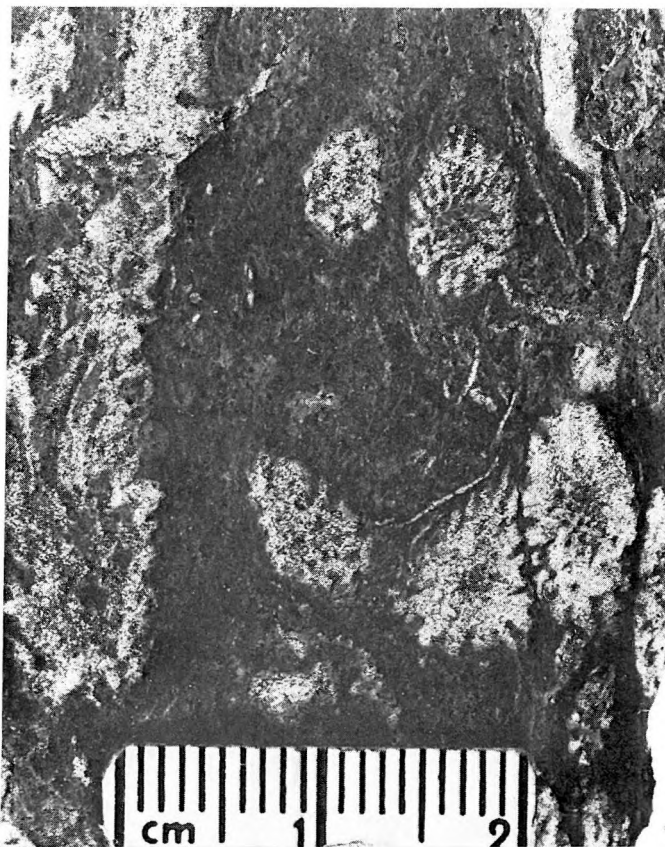
1. *Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE)  
Szendrőlád, Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 122.) — NW-Abhang des Irnak-Berges
- 2—3. *Thamnopora* cf. *micropora* LECOMPTE  
Szendrőlád, Mészégető-völgy 6. sz. feltárás (D. 199.) — Mészégető-Tal, Aufschluss Nr. 6
4. *Thamnopora* sp. 1.  
Szendrőlád, Garadna-völgy 3. sz. feltárás (D. 81.) — Garadna-Tal, Aufschluss Nr. 3



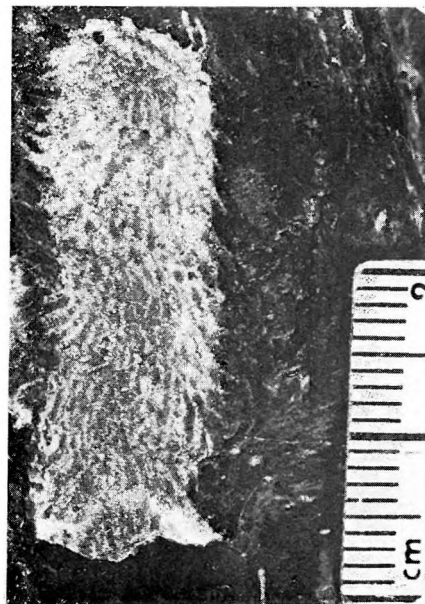
1



2



3



4

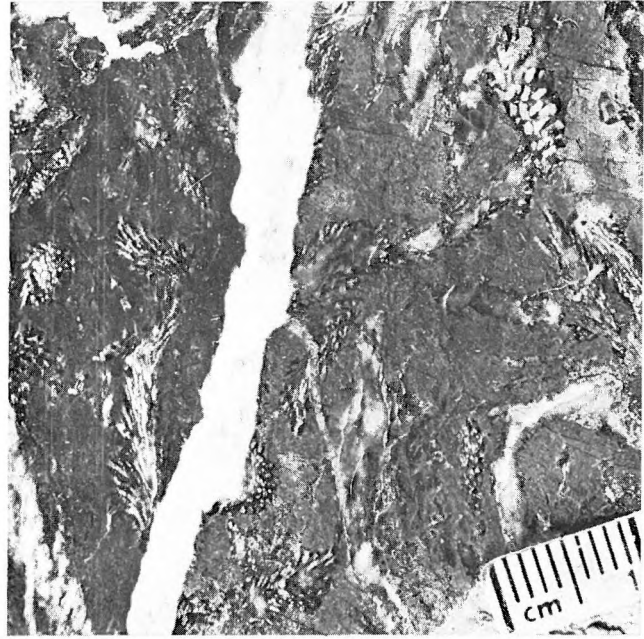
## VIII. TÁBLA — TAFEL VIII

1. *Thamnopora* sp. 2.  
Szendrőlád, Völgyi-patak völgye Tóharaszt-puszta mellett (D. 167.) — Tal des Völgyi-Baches, neben dem Tóharaszt-Gehöft
- 2—3. *Gracilopora* cf. *acuta* ČUDINOVA  
Szendrőlád, Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 129.) — NW-Abhang des Irnak-Berges
4. *Gracilopora* cf. *acuta* ČUDINOVA  
Szendrőlád, Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 108.) — NW-Abhang des Irnak-Berges

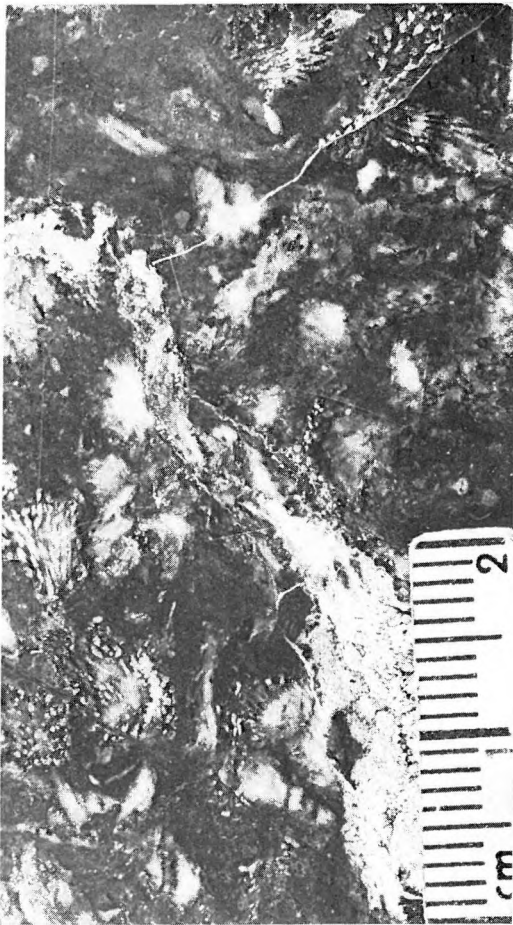




1



2



3

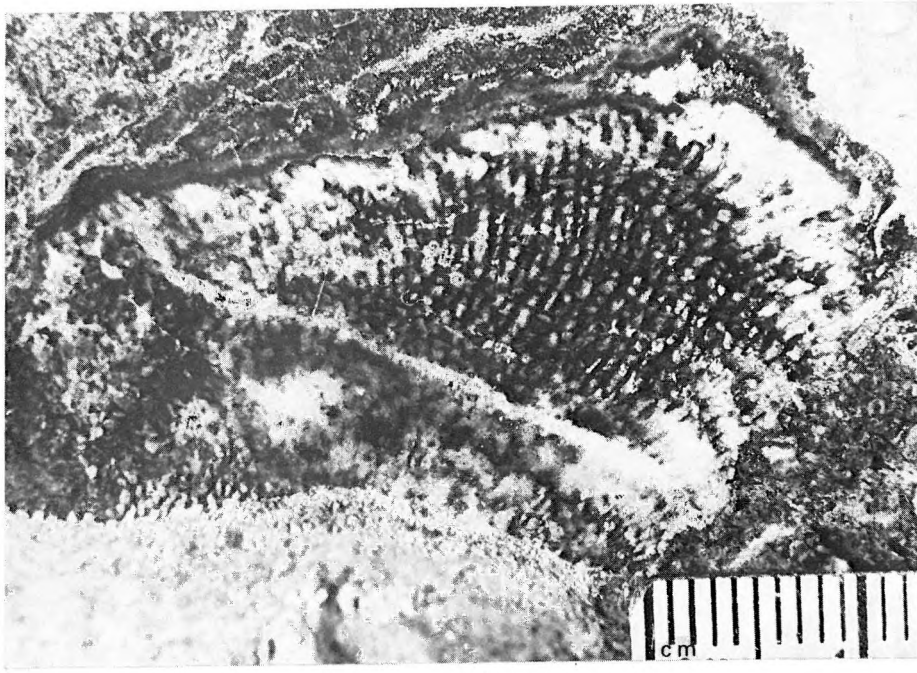


4



**IX. TÁBLA — TAFEL IX**

1. *Alveolites fornicatus* SCHLÜTER  
Szendrőlád, Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 150.) — NW-Abhang des Irnak-Berges
2. *Alveolites fornicatus* SCHLÜTER  
Szendrőlád, Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 116.) — NW-Abhang des Irnak-Berges
3. *Alveolites fornicatus* SCHLÜTER  
Szendrőlád, Mészégető-völgy 3. sz. feltárás (D. 191.) — Mészégető-Tal, Aufschluss Nr. 3



1



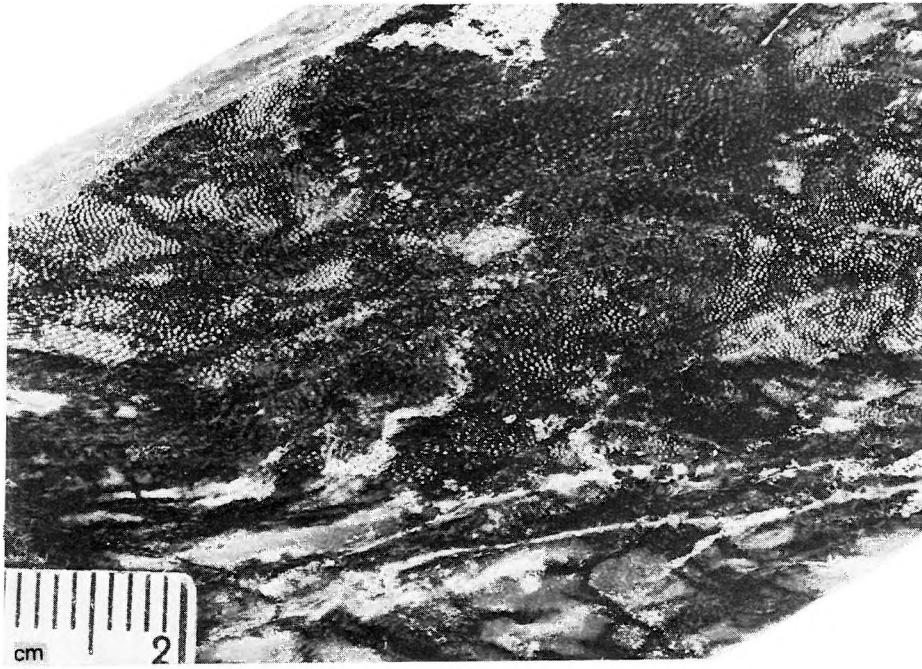
2



3

## X. TÁBLA — TAFEL X

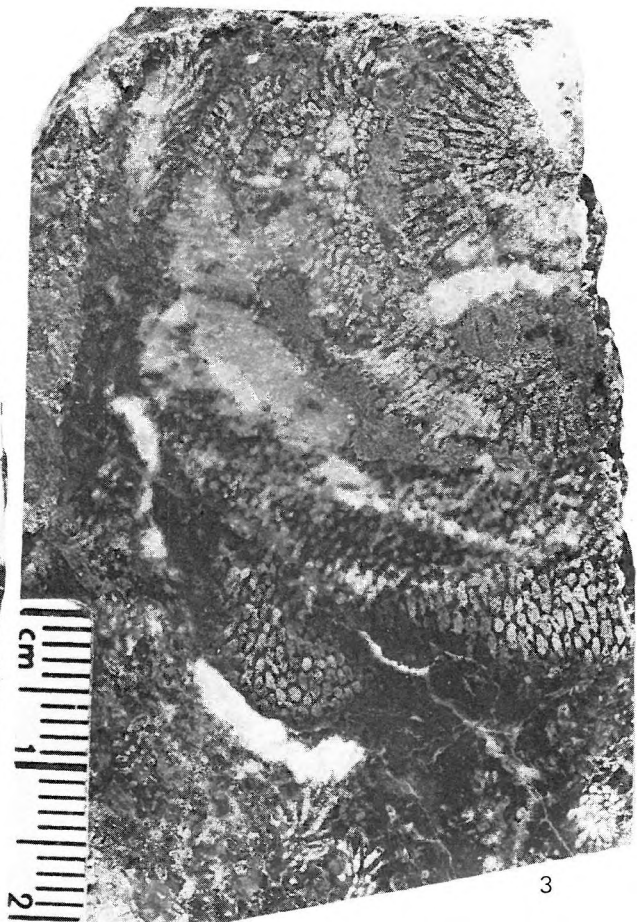
1. *Alveolites minutus* Lecompte  
Szendrőlád, Garadna-völgy 3. sz. feltárás (D. 82.) — Garadna-Tal, Aufschluss Nr. 3
2. *Alveolites minutus* Lecompte  
Szendrőlád, Mészégető-völgy 8. sz. feltárás (D. 212.) — Mészégető-Tal, Aufschluss Nr. 8
3. *Alveolites* sp. 2.  
Szendrőlád, Irnak-hegy ÉNy-i oldala (D. 117.) — NW-Abhang des Irnak-Berges



1



2

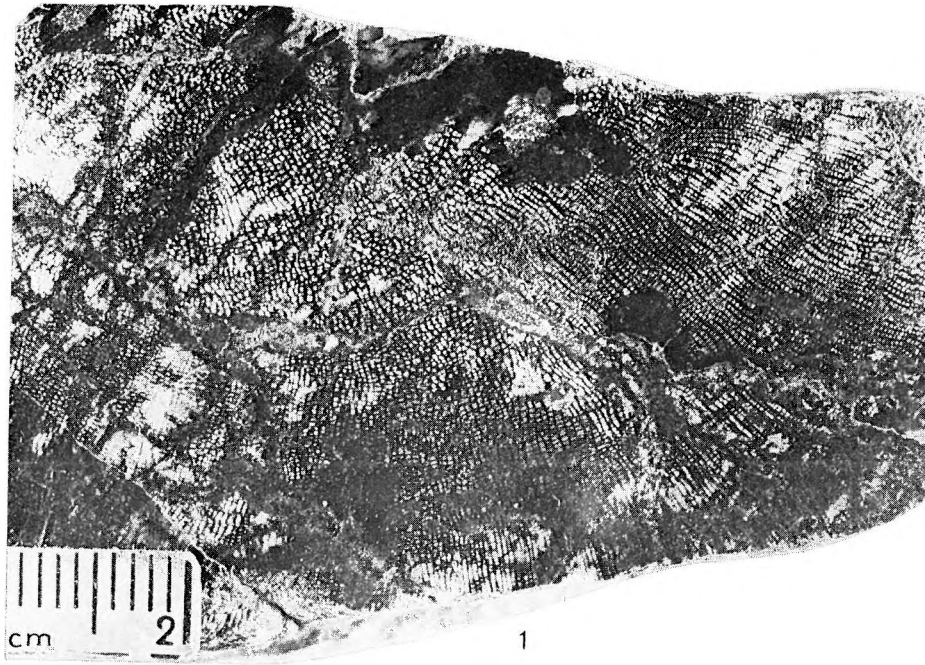


3

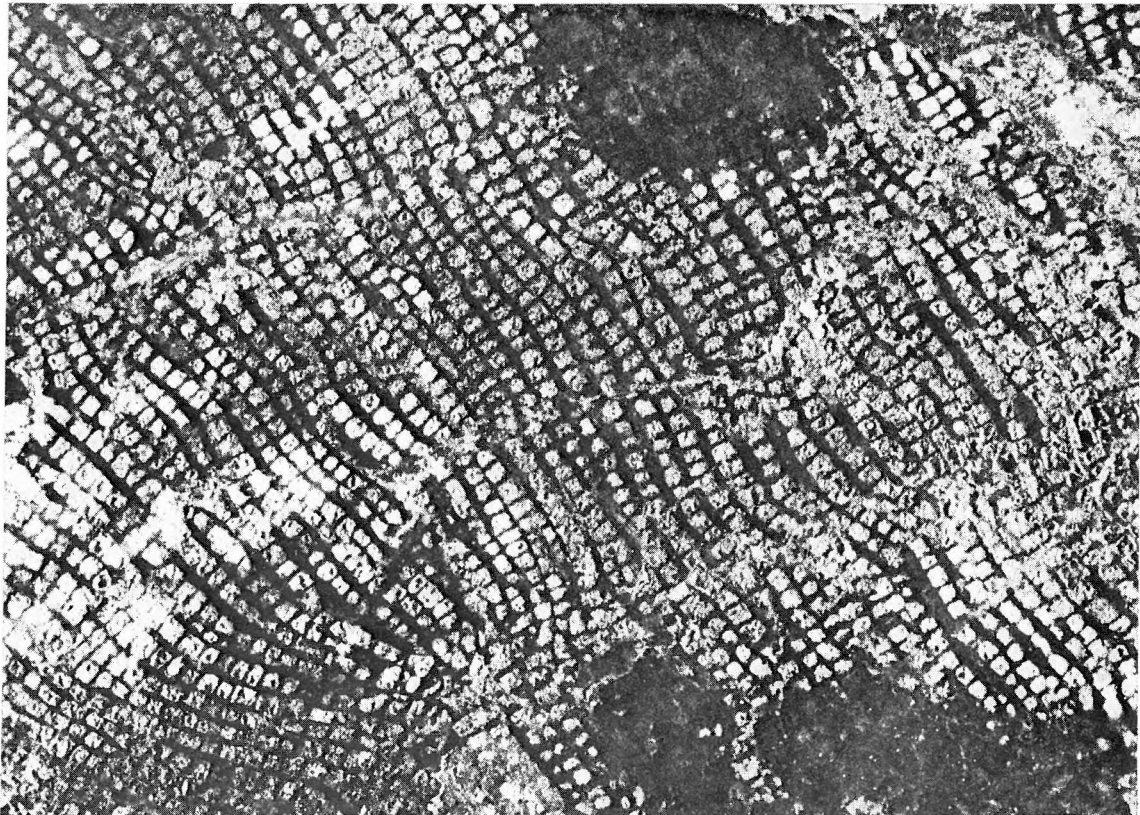
## XI. TÁBLA — TAFEL XI

1–2. *Alveolites taenioformis* SCHLÜTER

Szendrőlád, Garadna-völgy 2. sz. feltárás (D. 83.). A 2. kép 10×-es nagyítás. — Garadna-Tal, Aufschluss  
Nr. 2 (Abb. 2: 10× vergrößert)



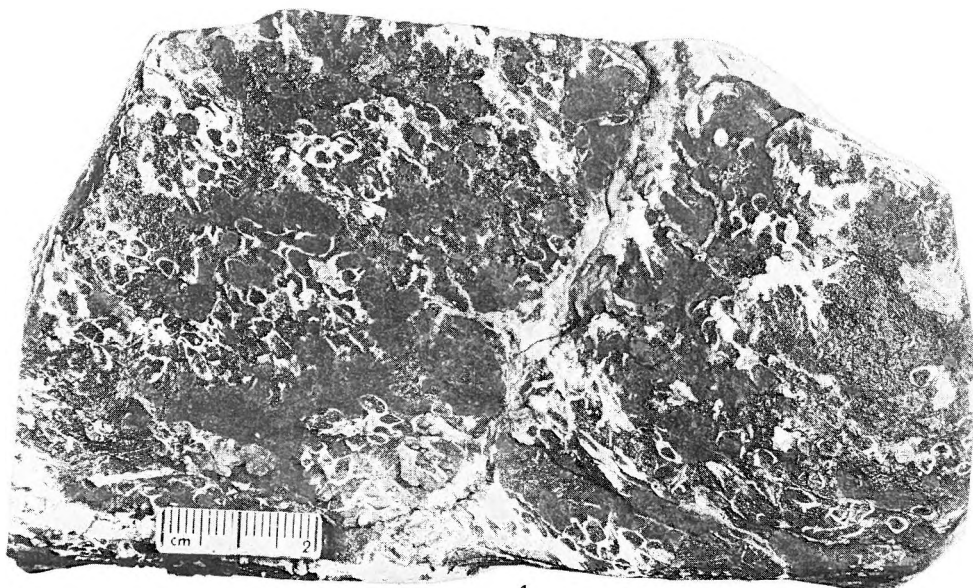
2





## XII. TÁBLA — TAFEL XII

1. *Syringopora eifeliensis* SCHLÜTER  
Szendrőlád, Mészégető-völgy 2. sz. feltárás (D. 180.) — Mészégető-Tal, Aufschluss Nr. 2
2. *Syringopora crispa* SCHLÜTER  
Szendrőlád, Mészégető-völgy 2. sz. feltárás (D. 214.) — Mészégető-Tal, Aufschluss Nr. 2
3. *Syringopora crispa* SCHLÜTER  
Szendrőlád, Garadna-völgy (D. 98.) — Garadna-Tal



1



2



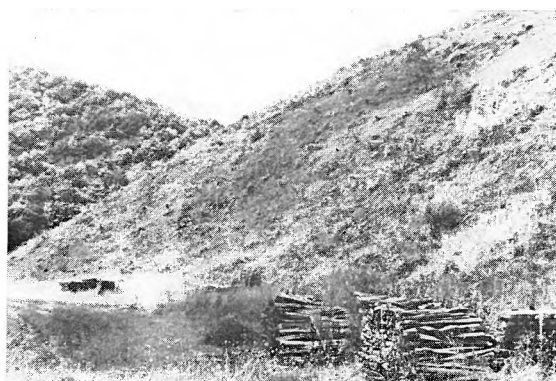
3

## XIII. TÁBLA — TAFEL XIII

1. Szendrőlád, Garadna-völgy 1. sz. feltárás — Garadna-Tal, Aufschluss Nr. 1
2. Szendrőlád, Garadna-völgy 3. sz. feltárás — Garadna-Tal, Aufschluss Nr. 3
3. Garadna-puszta, 205 m magassági pont — Garadna-Gehöft, Kote 205 m
4. Szendrőlád, Irnak-hegy ÉNy-i oldala: korallós lelőhely — NW-Abhang des Irnak-Berges: Fundort mit Korallen
5. Szendrőlád, Irnak-hegy ÉNy-i oldala Szendrő felől — NW-Abhang des Irnak-Berges von Szendrő her
6. Irota, a falu Ny-i oldalán levő nagy kőfejtő: korallós lelőhely — grosser Steinbruch an der W-liche Seite der Ortschaft: Fundort mit Korallen
7. Irota, a falu Ny-i oldalán levő nagy kőfejtő — grosser Steinbruch an der W-lichen Seite der Ortschaft



1



2



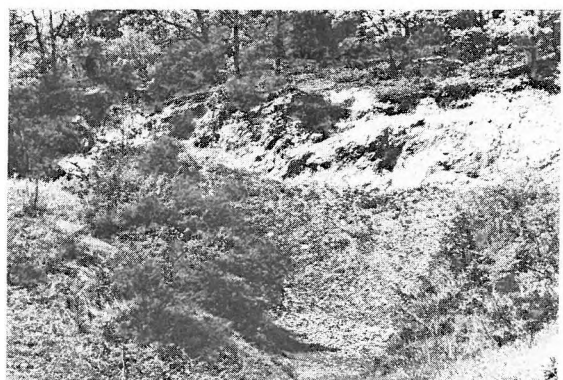
3



4



5



6



7

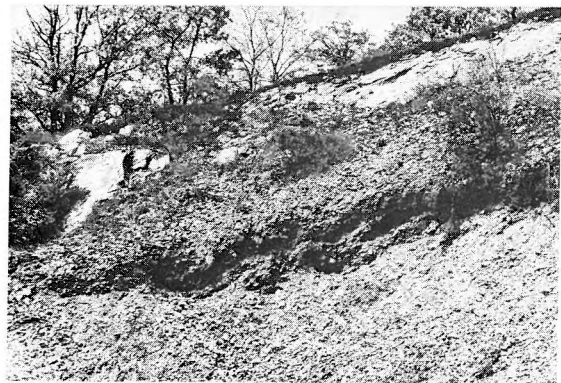
**XIV. TÁBLA — TAFEL XIV**

1. Szendrőlád, Mészégető-völgy 5. sz. feltárás — Mészégető-Tal, Aufschluss Nr. 5
- 2—4. Szendrőlád, Mészégető-völgy 5. sz. feltárás; a feltárás felső részén levő crinoideás—tabulátás mészkőrétegek — Mészégető-Tal, Aufschluss Nr. 5; crinoideen-tabulatenführende Kalksteinschichten im oberen Abschnitt des Aufschlusses
- 5—7. Szendrőlád, Mészégető-völgy 6. sz. feltárás; crinoideás—tabulátás mészkőrétegek — Mészégető-Tal, Aufschluss Nr. 6; crinoideen-tabulatenführende Kalksteinschichten
8. Szendrőlád, Mészégető-völgy 8. sz. feltárás — Mészégető-Tal, Aufschluss Nr. 8





1



2



3



4



5



6



7



8





LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI:

**A BALATON-VONAL NÉHÁNY PERMNÉL IDŐSEBB KÉPZŐDMÉNYÉNEK  
KÖZETTANI VIZSGÁLATA**

GY. LELKES-FELVÁRI:

**PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNG EINIGER PRÄPERMISCHEN  
BILDUNGEN DER BALATON-LINIE**

A kézirat lezárva: 1974-ben

Eingereicht: 1974



A Dunántúli-középhegység déli szárnya permnél idősebb képződményeinek ásvány-kőzettani vizsgálatát a paleozóos képződmények átfogó vizsgálata keretében 1969–1972 között végeztük a M. Áll. Földtani Intézetben, NAGY ELEMÉR vezetésével. Munkánk része a FÜLÖP JÓZSEF akadémikus által irányított „Magyarország átfogó földtani kutatása” című témának.

Azok a földtani munkák, melyek a terület paleozóikumával ez ideig foglalkoztak, sztratigráfiai és részletes ásvány-kőzettani vizsgálatok hiányában csak a képződmények általános ismertetését és tektonikai viszonyainak jellemzését adhatták. A korbesorolásnál települési jellegekre és nagyvonalú kőzettani analógiákra támaszkodhattak. Döntő lépést jelentett a szilur időszakos ősmaradványok felismerése.

Polgárdi környékén a részletesebb kutatást az ércindikációk és a polgárdi mészkő ipari felhasználása ösztönözte. A MÉV Balaton-felvidéki tevékenysége a permrel fedett paleozóikum elterjedéséhez nyújtott értékes adatokat, összefoglaló anyagvizsgálati munka azonban nem látott napvilágot. Ezért tekintettük célunknak a téma során a részletes kőzettani vizsgálatokat s a képződmények egymáshoz való viszonyának tisztázását.

A területen mélyített szerkezetkutató fúrások terepi feldolgozását (mintegy 2300 m vastagságban), valamint a vékonycsiszolati leírásokat és mikromineralógiai vizsgálatokat szerző végezte.

A következő laboratóriumi anyagvizsgálatok készültek még el: Szemcseeloszlás meghatározása szítalással, ülepítéssel és vékonycsiszolati kiméréssel, karbonáttartalom, oldási maradék mennyiségének meghatározása, előkészítés mikromineralógiai vizsgálatokra, derivatográfus vizsgálatok, kémiai- és színképelemzések: MÁFI, OFKPV Komlói Laboratóriuma. — Porozitásmérés: OFKPV Komlói Laboratóriuma. — Röntgendiffrakciós vizsgálatok: MÁFI.

A vizsgált területen üledékes, zöldpala fáciesű metamorf képződmények és a kettő közötti átmeneti zóna kőzetei alkotják a paleozóikumot. Így az üledékes kőzetekre kidolgozott vizsgálati módszerek nem mindig használhatók fel s nem is elégségesek. Ezért volt szükség néhány új módszer alkalmazására. Ezek a következők:

1. *Illit-kristályosság fok meghatározása:* Az illit 001 reflexiójának a növekvő átalakulással történő változását először WEAVER jellemezte, s a KUBLER, DUNOYER DE SEGONZAC, FERRERO-KUBLER által továbbfejlesztett illit-kristályosság méréseket hazai kőzetekre először szerző (1971) alkalmazta. 1971-ben VICZIÁN I. ismertette az ESQUEVIN által bevezetett módszert, aki a 10 Å-ös illitcsúcs félmagasságában mért csúcshélesség értékén kívül (illit-kristályosság) az Al/Fe–Mg arányt jelző  $I_{(002)}/I_{(001)}$  értéket is feltünteti diagramjában.

2. *Szénülési fok meghatározása:* A növekvő betemetődéssel kapcsolatos hőmérséklet-emelkedést a szerves anyag szénülési foka tükrözi a legérzékenyebben. Derivatográfus meghatározását FÖLDVÁRI M. ismertette (1973).

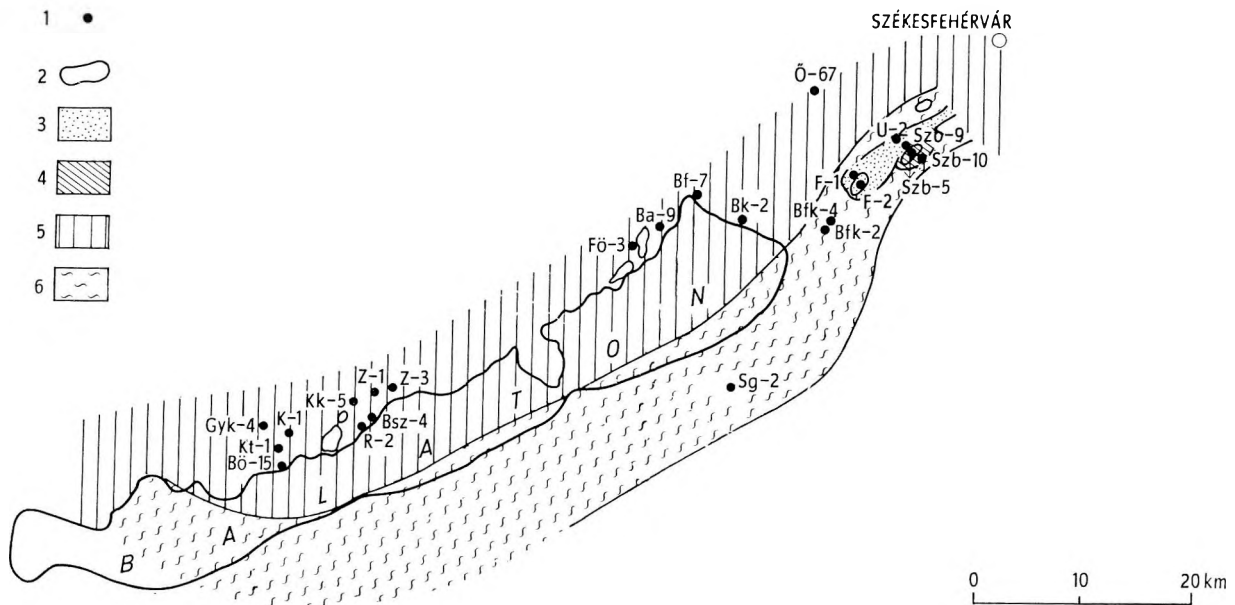
A területre vonatkozó ismeretek fejlődését az 1. táblázatban foglaltuk össze.

A munka során vizsgált fúrások és felszíni mintavételek helyét az 1. ábrán mutatjuk be. A terület paleozóos képződményeinek elvi szelvényét a 2. ábra szemlélteti az alábbiakban elkülönített képződményekkel:

- I. Balatonfőkajári kvarefillit sorozat
- II. Balaton-felvidéki pala sorozat
- III. Szabadbattyáni mészkő összlet
- IV. Polgárdi mészkő összlet
- V. Fülei konglomerátum összlet

1. táblázat

	LÓCZY L. 1913	TELEKI G. 1941	KISS J. 1951	FÖLDVÁRI A. 1952	JANTSKY B. 1957	ORAVECZ J. 1964	SZÁDECZKY J. KARDOSS E et al. 1968–1969	BARABÁSNÉ STUHL Á. 1971	MAJOROS GY. 1971	NAGY E. 1971	BALOGH K. BARABÁS A. 1972	MAJOROS GY. 1974	FELVÁRI GY. 1975
PERM	fülei konglome- rátum	fülei konglome- rátum	kvarcporfir	fülei konglome- rátum								homokkő, konglome- rátum, kvarcporfir	
KARBON	füllit, kvarcfüllit, diabázutufa, kvarcporfir	Balaton- felvidéki palák	szabad- battyáni bitümenes mész-kő	szabad- battyáni bitümenes mész-kő	szabad- battyáni bitümenes mész-kő	karádi schubertellás mész-kő		fülei konglo- mérátum	polgárdi mkő, bitümenes fülei hkő.	fülei konglo- mérátum gránit	fülei konglo- mérátum	fülei konglo- mérátum polgárdi mkő, szabadbattyá- ni bitümenes mész-kő	fülei konglo- mérátum polgárdi mkő, szabadbattyá- ni bitümenes mész-kő
DEVON													
SZILUR	OPALEOZOIKUM, PERMÉL, DÖSEBB	B. főkajári szericittfüllit		alsóőrsi füllitek	polgárdi mész-kő	alsóőrsi füllit	alsóőrsi füllit, kvarcporfir			füllit liditlen- csékkal, diabázutufával	füllit, polgárdi mész-kő, kvarc- füllit	homokkő agyagpala mész-kőien- csék kovapala- lencse kvarcpor- firtufa agyagpala	Balaton-fel- vidéki pala
ORDOVICIUM	OPALEOZOIKUM, PERMÉL, DÖSEBB			OPALEOZOIKUM	geoszinclinális üledék, inicitális magmatizmus, regionális metamorfózis a breton szakaszban	alsóőrsi füllit	alsóőrsi füllit, kvarcporfir						
KAMBRIUM							balatonfőka- járási kvarcfüllit					szericittpala, diabáz és -tufa	balaton- főkajári kvarcfüllit

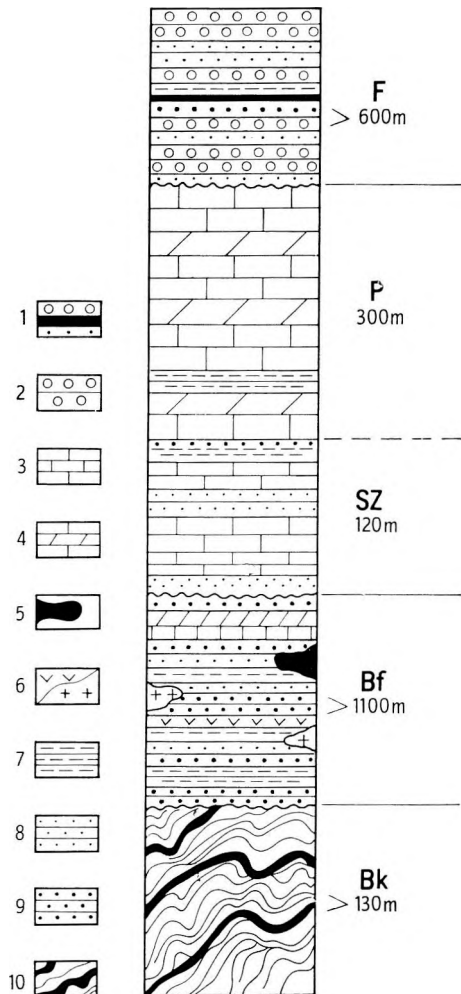


1. ábra. A vizsgált terület permnél idősebb képződményeinek elterjedése

1. Fúrás, 2. felszíni előfordulás, 3. fülei konglomerátum, 4. polgárdi-szabadbattyáni mészkő, 5. Balaton-felvidéki anchimetamorfi pala, 6. balatonfőkajári kvarefillit

Abb. 1. Verbreitung der älteren paläozoischen Bildungen im untersuchten Gebiet

1. Tiefbohrung, 2. Ausbiss, 3. Konglomerat von Füle, 4. Kalksteine von Polgárdi und Szabadbattyán, 5. Anchimetamorphe Schiefer des Balaton-Hochlandes, 6. Quarzphyllit von Balatonfőkajár



2. ábra. A vizsgált terület paleozóos képződményeinek elvi rétegsora

F=fülei konglomerátum-összet (felsőkarbon westfáli-alsósteffáni), P=polgárdi mészkő-összet (alsó-felsőkarbon), Sz=szabadbattyáni mészkő-összet (alsókarbon vizói), Bf=balatonfőkajári kvarefillit sorozat (ordovicium?-szilur-devon?), Bk=balatonfőkajári kvarefillit sorozat (preszilur). — 1. Kőszén, 2. konglomerátum, 3. bitumenes mészkő, 4. mészkő, dolomitos mészkő, 5. lidit, 6. kvareporfirtufa, 7. szericpala, 8. aleurolitpala, 9. homokkőpala, 10. fillit, csillámpala grafit

Abb. 2. Ideale Schichtfolge der paläozoischen Bildungen im untersuchten Gebiet

F=Konglomeratkomplex von Füle (Oberkarbon, Westphalien-U. Stephanien), P=Kalksteinkomplex von Polgárdi (U.-O.-Karbon), Sz=Kalksteinkomplex von Szabadbattyán (Unterkarbon, Viséen), Bf=Schieferserie des Balaton-Hochlandes (Ordovicium?-Silur-Devon?), Bk=Quarzphyllitserie von Balatonfőkajár (Prä-silur). — 1. Kohle, 2. Konglomerat, 3. Bituminöser Kalkstein, 4. Kalkstein, dolomitischer Kalkstein, 5. Lydit, 6. Quarzporphyrtuff, Quarzporphyr, 7. Serizitschiefer, Tonschiefer, 8. Aleurolitschiefer, Aleurolit, 9. Sandsteinschiefer, Sandstein, 10. Phyllit, Glimmerschiefer mit Graphit



## I. BALATONFŐKAJÁRI KVARCFILLIT SOROZAT

## 1. A földtani megismerés története

Először Lóczy L. (1913) ismertette a balatonfőkajári Somlyó-hegy fillit és kvarcpala kőzeteit s azonos képződménynek tekintette a Balaton-felvidéki fillitekkel.

TELEKI G. (1941) a főkajári szericitfillit, agyagpala, kvarcitpala képződményeket elkülönítette a Balaton-felvidéki típustól és idősebb tagozatnak tartotta.

FÖLDVÁRI A. (1952) utalt először a fillit–kvarcitpala erősebben kristályosodott jellegére s néhány típusát csillámpalának nevezte.

SCHWÁB M. (1960) a Balatonbozsok-1. sz. fúrásból írta le a kvarcfillitet, az összlet felső részén települt diabáztufát és az összletet átjáró diabázt.

VADÁSZ E. (1960) a kvarcfillitet a Balaton-felvidéki fillit összletbe sorolta.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. et al. (1967) zöldpala fáciesbe való tartozását rögzítik s elkülönítik az alsóórsi és révfülöpi kifejlődésektől.

## 2. Kor és települési viszonyok

A képződményből, átalakult jellegének megfelelően, ősmaradvány eddig nem került elő. Kovács Á. (1970, 1972) vizsgálata alapján a balatonfőkajári Somlyó-hegy kvarcfillitjének kora 472 millió év, a Ságvár-2. sz. fúrás 418,8 m-éből származó fillit  $415 \pm 20$  millió év (Rb-Sr módszerrel). Fekvőjét nem ismerjük, fedője eocén andezit. A szabadbattyáni területen bonyolult tektonikai helyzetben a mészkő fekvőjében, fedőjében, feltolt helyzetben, s magában a mészkő összletben is közbesípett szerkezetben ismert.

Legnagyobb átfúrt vastagsága mintegy 130 m, de a sorozat vastagsága több száz méterre tehető. Felszíni előfordulása a balatonfőkajári Somlyó-hegyen ismert. A Balaton déli partján a Balatonbozsok-1., Ságvár-2., Polgárdi környékén a Polgárdi-3., Jenő-2., Szabadbattyán-5., 7., 9. sz. fúrások tárták fel.

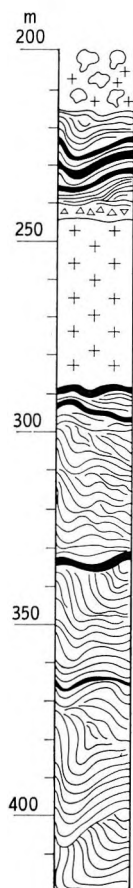
## 3. Kőzettani vizsgálatok

Kőzettani vizsgálatokat a felszíni előforduláson kívül a Balatonfőkajár-2., 4., a Ságvár-2., Szabadbattyán-5., 9. sz. fúrások anyagán végeztünk. A Ságvár-2. sz. fúrás kvarcfillites szakaszát a 3. ábrán mutatjuk be. A fúrás vázlatos rétegsora a következő:

- 0,0 – 0,5 m holocén talaj.
- 0,5 – 18,0 m pleisztocén lösz, homok.
- 18,0 – 139,0 m felsőpannóniai homok, kőzetliszt, márga.
- 139,0 – 166,5 m eocén priabóniai konglomerátum, homokkő, mészkő, márga, andezittufit.
- 166,5 – 214,8 m eocén andezitagglomerátum.
- 214,8 – 245,0 m ópaleozóos kvarcfillit, kvarcesillámpala.
- 245,0 – 288,8 m eocén andezittelér.
- 288,8 – 418,8 m ópaleozóos kvarcfillit, kvarcesillámpala.

Az egyes kőzettípusok megjelölésére az A. ALKER et al. (1962) által javasolt nevezéktant használtuk.

Balatonfőkajári kvarcfillit néven bizonyos határok közt változó összetételű, homokos – agyagos eredetű, gvingén metamorfizált kőzeteket foglaltunk össze. A sorozaton belül szericitkvarcit, kvarcfillit, klorit – kvarcfillit, fillit, klorit – szericitfillit, klorit – szericitit és grafitos fillit kőzettípusokat lehetett elkülöníteni, melyek gyakran váltakoznak egymással. Legelterjedtebb a kvarcfillit és klorit – szericitfillites változat.



1. Breccia.

2. Andezittelér (eocén).

3. Andezitagglomerátum (eocén).

4. Glimmerschiefer, Phyllit, Quarzphyllit.

5. Graphitischer Glimmerschiefer, Phyllit.

3. ábra. A Ságvár-2. sz. fúrás kvarcfillites szakaszának szelvénye

1. Breccia, 2. andezittelér (eocén), 3. andezitagglomerátum (eocén), 4. csillámpala, fillit, kvarcfillit, 5. grafitos csillámpala, fillit

Abb. 3. Profil des quarzphyllitischen Abschnittes der Tiefbohrung Ságvár-2

1. Breccie, 2. Andezitdyke (Eozän), 3. Andezitagglomerat (Eozän), 4. Glimmerschiefer, Phyllit, Quarzphyllit, 5. graphitischer Glimmerschiefer, Phyllit

## a) Fizikai tulajdonságok

A képződmény színe a kvarc, illetve csillámos alkotók mennyiségétől függ. A kvarcban dúsabb típusok szürkék, a csillámosabbak zöldes és barnás árnyalatúak. A kőzet kitűnő palásságot mutat, mellyel párhuzamosan kvarcitlencsék, azt átszelően kvarciterek figyelhetők meg. A kvarcban dús kőzetek párhuzamos palásságot, a fillites összetételűek inkább erős gyüredezettséget mutatnak.

## b) Kőzettani összetétel

Ásványos összetétele, 35 db minta röntgendiffrakciós vizsgálata alapján, a következő határrok között változik:

muszkovit	20–70%	földpát	0–20%
klorit	0–50%	kalcit	0–10%
kaolinit	0–20%	dolomit	0–2%
kvarc	0–80%	sziderit	0–10%

A kvarc mennyisége szélsőségesen változik, de a legtöbb kőzettípus fő alkotója. Vékonycsiszolatos jellege alapján teljesen átkristályosodott, eredeti törmelékes jellege nem ismerhető fel. A szemcsék megnyúltak, összefogazódtak, hullámos kioltásúak. A muszkovit–szericit minden kőzettípusban megjelenik. Általában jól kristályosodott, a palásság síkjába rendeződött kötegeket alkot, vagy egyes kristályok alakjában kvarcsemmek között helyezkedik el. A klorit zöldes pleokroizmusú, anómális interferenciaszínt mutat. A földpátot vékonycsiszolatban ritkán megfigyelhető, kvarccal összefogazódott, víztiszta, albit-törvény szerint ikresedett albit képviseli. A röntgenvizsgálattal kimutatott agyagásvány a kvarcfillit és magmatit kontaktusokon, vagy erősen mállott kőzettípusokban fordul elő. Másodlagos eredetűnek tekinthető.

Járvulékos elegyrész az anatóz, turmalin, cirkon, apatit, karbonát, gránát. Az anatóz idioblasztos, gyakran képez titanit utáni ál-alakot. A túlnyomórészt kvarcból álló kőzettípusokban is előfordul. Az eredeti titanit kristályosodása szinkinematikusnak tűnik. A turmalin világossárga–sötétbarna, sárgászöld–kékeszöld pleokroizmusú, vagy lekerekített, törmelékes, sötét mag körül továbbnővekedett szemcsék formájában jelentkezik. A cirkon és gránát szemcsenagysága igen kicsi, a többi ásványhoz való viszonyuk nem tisztázható. A karbonát alárendelt, elsődleges alkotóként xenoblasztos, pátittá kristályosodott, vagy a palásság irányában apró lencsékéket alkot. Csúpn egyetlen kőzetben fordul elő olyan mennyiségben (Balatonfőkajár-4. sz. fúrás), hogy az mészkvarcfillitnek minősül. Másodlagosan a kőzetet átjáró ereket alkot.

A Ságvár-2. sz. fúrás több szakaszban sötétszürke-fekete, csillogó, pikkelyes megjelenésű, grafityszerű szervesanyag-közbetelepüléseket tartalmaz. RÍSCHÁK G. röntgendiffrakciós vizsgálata szerint állapota a sungit és természetes grafit előfordulások közé helyezhető szénülést mutat. FÖLDVÁRI M. derivatográfus vizsgálatai alapján (4. ábra) antracit–metaantracitos szénülési fok állapítható meg.

A kvarcfillit sorozat kőzeteinek röntgendiffrakciós felvételeiből számított illit-kristályossági értékeket az 5. ábra szemlélteti. Az érték 2,7–4,0 mm között változik, átlagosan 3,1, és jelzi a kőzetek metamorf zónába való tartozását.

Az utóbbi években egyre inkább felmerült a metamorf kőzetekben a kőzetek különböző nyomású faciessorokba való elkülönítésének szükségessége. A gyenge metamorfózist szenvedett kőzeteket a nyomásra érzékeny ásványok hiányában nem lehetett besorolni. Megoldást C. CIPRIANI et al. (1971) találtak, akik kimutatták, hogy a zöldpala faciésben (egyenlő hőmérséklet és kémiai összetétel esetén) a K-tartalmú világos csillámok fengittartalma növekvő nyomással nő. A fengittartalom röntgendiffrakciós felvételéből történő mérését CIPRIANI et al. (1968) dolgozták ki. A fengit–muszkovit határt a  $b_0 = 9,025$  Å-nél vonják meg. Ez alatt muszkovitnak, felette fengitnek nevezik a csillámot. A módszer sikeres gyakorlati alkalmazásáról a Keleti-Alpok területén F. P. SASSI (1972) számolt be.

Méréseink alapján a kvarcfillit K csilláma  $8,9886–9,0084$  Å közötti  $b_0$  értékekkel rendelkezik, tehát muszkovit. Ez egyben alacsony nyomásviszonyok közt történt átkristályosodását is rögzíti.

## c) Kémiai összetétel

A kvarcfillit sorozat kőzeteiből készült kémiai elemzéseket a 2. táblázatban foglaltuk össze. A tájékoztató színképelemzés adataiból számított átlagértékeket a 4. táblázatban mutatjuk be. Megállapítható, hogy az üledékes kőzetek átlagához viszonyítva nyomelemdúsulás nem történt.

A vizsgált paleozóos képződmények közül a kvarcfillitben maximális értékkel mutatkozott a Mo (100 g/t), Ni (250 g/t) és V (600 g/t).

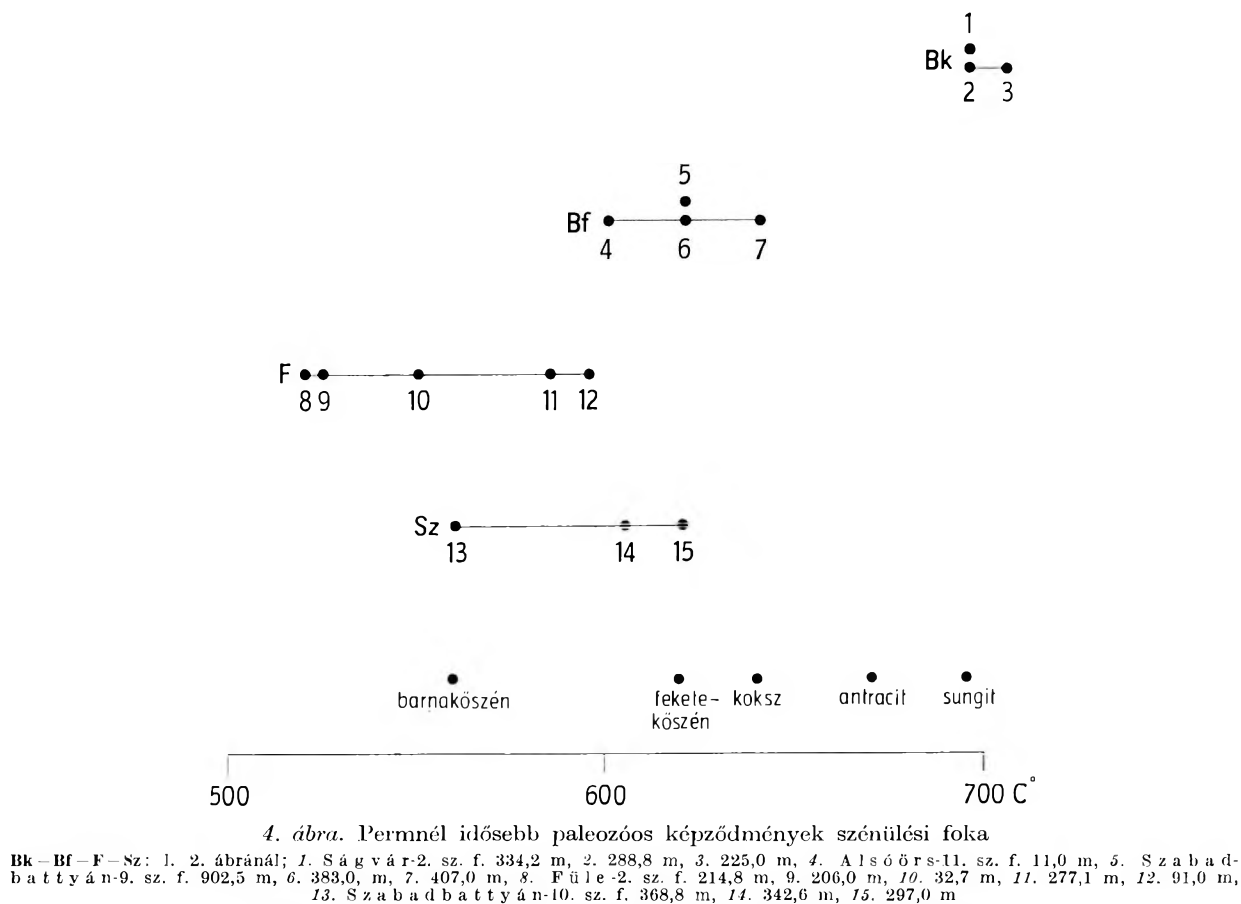
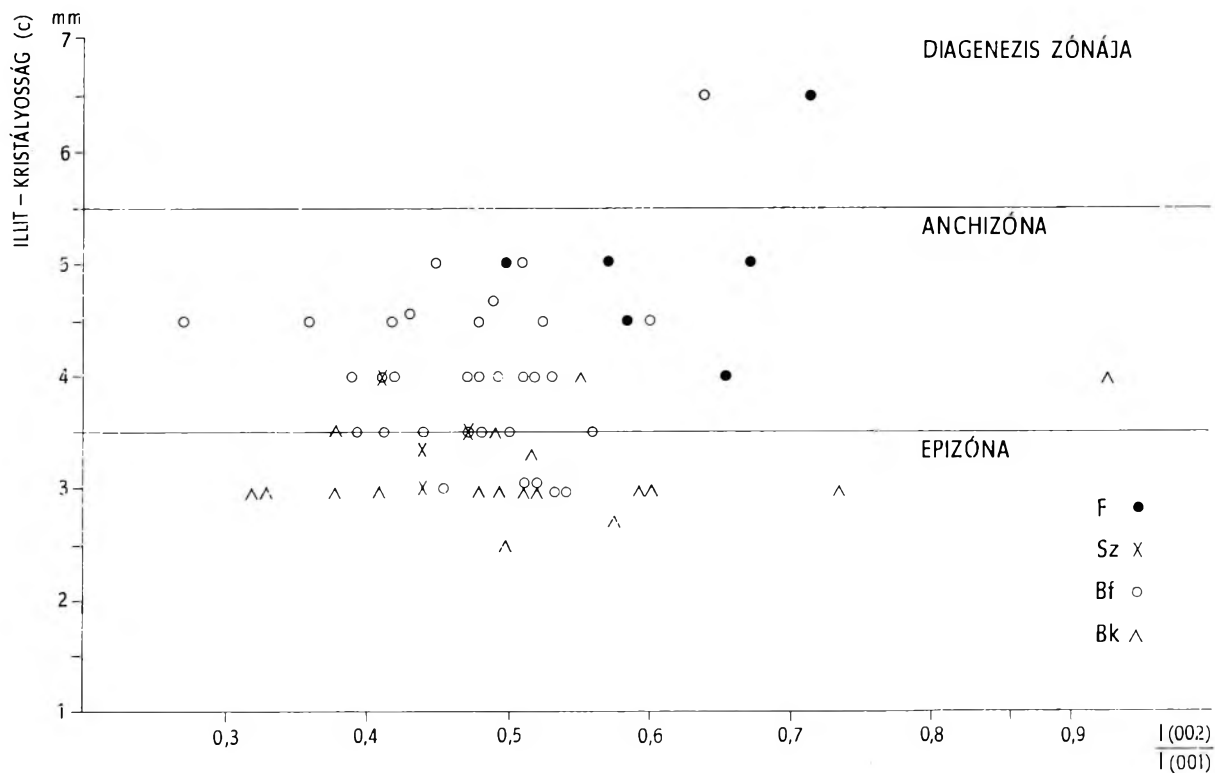


Abb. 4. Inkohlungsgrad der präpermischen paläozoischen Bildungen



5. ábra. A permnél idősebb paleozóos képződmények illit-kristályossága. (Jelmagyarázatot 1. a 2. ábránál.)

Abb. 5. Illit-Kristallisationsgrad der präpermischen paläozoischen Bildungen (Zeichenerklärung s. bei Abb. 2)

2. táblázat

## A balatonfőkajári kvarcfillit sorozat kémiai elemzése (%)

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Nedv.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	Össz.
1.	85,07	0,41	2,42	0,64	1,08	0,03	0,80	3,24	0,19	1,22	0,08	0,03	2,06	97,27
2.	80,51	0,41	5,86	3,31	1,16	0,08	2,00	0,30	0,19	1,76	1,18	0,06	0,09	96,91
3.	58,54	1,25	17,21	2,17	4,02	0,12	2,40	1,20	4,20	3,09	0,30	0,06	0,60	96,16
4.	64,18	0,85	16,94	4,94	1,44	0,13	1,80	1,14	0,48	2,50	0,26	—	0,82	95,49
5.	44,96	1,50	23,27	1,50	7,07	0,31	3,90	1,53	0,78	5,18	0,30	0,65	1,56	92,51
6.	62,66	0,67	15,54	2,43	4,84	0,16	1,90	1,65	0,28	2,67	0,26	0,06	2,48	95,60
7.	83,40	—	6,42	0,04	2,75	0,02	0,95	1,85	0,98	1,05	—	—	1,64	99,10
8.	53,21	1,14	21,18	2,17	5,10	0,10	2,10	0,90	0,83	4,85	0,18	0,16	0,57	92,49
9.	65,81	0,85	15,98	0,77	5,37	0,06	2,00	0,76	1,58	2,63	0,26	—	0,35	96,42
10.	59,40	0,85	17,07	2,03	5,23	0,21	2,05	1,91	1,14	2,04	0,04	0,16	1,42	93,55
11.	69,61	0,92	14,76	—	5,24	0,07	1,20	1,08	0,94	1,59	0,42	0,05	1,39	97,27
12.	72,11	0,92	14,51	—	3,65	0,09	1,25	0,63	0,85	1,80	0,40	—	0,28	96,49
13.	58,53	1,00	15,79	2,51	3,92	0,16	2,45	2,61	1,32	3,08	0,52	0,16	2,23	93,98
14.	73,08	0,45	5,13	0,35	2,91	0,31	3,35	5,48	1,02	0,50	0,10	—	7,42	100,10
15.	65,76	0,85	13,51	0,69	3,24	0,09	1,50	3,16	3,14	3,30	0,16	0,09	2,20	97,69

1. Balatonfőkajár Somlyó-hegy 2. sz. minta  
 2. Balatonfőkajár Somlyó-hegy 11. sz. minta  
 3. Balatonfőkajár-1. sz. f. 11 m  
 4. Ságvár-2. sz. f. 216,0—217,0 m  
 5. Ságvár-2. sz. f. 225,0—226,0 m  
 6. Ságvár-2. sz. f. 240,0—241,0 m  
 7. Ságvár-2. sz. f. 302,0—303,0 m  
 8. Ságvár-2. sz. f. 354,0—355,0 m

9. Ságvár-2. sz. f. 366,0—367,0 m  
 10. Ságvár-2. sz. f. 374,0—375,0 m  
 11. Ságvár-2. sz. f. 377,0—378,0 m  
 12. Ságvár-2. sz. f. 392,0—393,0 m  
 13. Ságvár-2. sz. f. 397,0—398,0 m  
 14. Ságvár-2. sz. f. 399,0—400,0 m  
 15. Szabadbattyán-5. sz. f. 321,0 m

Elemző: OFKFKV Komlói Laboratóriuma

Nagyságrendi dúsulás az egyes mintákban kimutatott maximális értéket tekintve: Ag 1 nagyságrend, Mo 2 nagyságrend. Minden mintában jelentkezett a Ba, Cu, Sr; 90—100% közötti gyakorisággal a Cr, Ga, Mn, Ni, V. A minták 58%-ában volt nagyobb a Mn mennyisége az üledékes átlagnál. Egyéb elemeknél ez a gyakoriság 50% alatt maradt.

## d) Magmatizmus

A Ságvár-2. sz. fúrás 214,8—418,8 m között harántolta a kvarcfillitet, melybe 245,0—288,8 m közt magmás közet települt. A fúrás a fillit és magmatit kontaktusát is feltárta, melyet kvarcfillit, kvarcit és erősen agyagosodott magmás közet szögletes darabjai alkotnak.

A magmatit zöldesszürke, sötétszürke, szögletes törésű, fényes csúszási felületekkel rendelkező porfiros szövétű közet. Karbonát- és kvarciterek járják át.

Vékonycsiszolatok alapján porfiros elegyrészekből és alapanyagból áll. A porfiros elegyrészek nagysága, egymáshoz és az alapanyaghoz viszonyított aránya változó. Erősen kalcitosodott és agyagásványosodott plagioklász, agyagásványosodott, limonitosodott színes elegyrészek s alárendelten egy-egy erőteljesen visszaoldódott dihexaéderes kvarc alkotják. Az alapanyag változó mennyiségű üvegből, változó méretű plagioklász mikrolitekből áll. Jellegzetes agyagásványosodott és kalcitosodott üregeket tartalmaz.

A kőzetben gyakran figyelhető meg visszaoldott szegélyű kvarcfillit törmelék.

Röntgendiffrakciós vizsgálatok alapján az agyagásványokat montmorillonit, illit—montmorillonit kevert szerkezet, illit, klorit és kaolinit alkotja.

A kőzetből készült teljes kémiai elemzéseket, valamint SCHWAB M. (1960) által a Balatonbozsok-1. sz. fúrásból diabáznak leírt közet kemizmusát a 3. táblázaton mutatjuk be.

A Ságvár-2. sz. fúrás magmatitja az ásványos alkotók, a kőzetszövet és kemizmus alapján andezitnek minősül.

3. táblázat

	Ságvár-2. sz. fúrás (4 db)			Balatonbozsok-1. sz. fúrás %
	min. %	max. %	átlag %	
SiO <sub>2</sub>	54,76	59,73	56,39	55,06
TiO <sub>2</sub>	0,81	1,53	1,06	1,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,02	16,95	15,92	18,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,17	1,53	1,34	0,46
FeO	4,45	5,50	4,96	6,40
MnO	0,02	0,20	0,12	0,08
MgO	1,60	3,70	2,84	2,08
CaO	4,43	7,14	5,79	2,32
Na <sub>2</sub> O	2,15	4,43	3,03	3,11
K <sub>2</sub> O	1,80	2,80	2,13	2,01
nedv.	0,20	0,34	0,21	5,55
CO <sub>2</sub>	1,64	3,38	2,35	2,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,16	0,08	0,39

Elemző: OFKFKV Komlói Laboratóriuma, BARABÁS L.-NÉ

A kvarcfillit összlet fedőjében települt andezitagglomerátum feletti faunás eocén andezittufa alapján az agglomerátum kora az eocénbe tehető. A kvarcfillitben települt andezit szövete és kemizmusa hasonló az eocén andezitagglomerátumhoz, annak mélyebben megrekedt változata. (A kvarcfillit és andezit vékonycsiszolati képeit az I. és II. táblákon mutatjuk be.)

Az előzőekben ismertetett ásványegyüttes kizárja a metamorf átkristályosodást. A benyomulás tényét a telérbreccsa s a beolvasztott metamorf kőzetzárványok bizonyítják.

A Balatonbozsok-1. sz. fúrásból „diabáztufából” leírt üveg és biotit, valamint a ságvárihoz igen hasonló kőzetkemizmus valószínűsítik, hogy ott is eocén andezit nyomult a kvarcfillitbe.

Mivel azon a fúráson kívül sem felszínen, sem egyéb fúrásban a kvarcfillites képződményekkel kapcsolatban diabáz nem fordult elő, a kvarcfillittel egyidejű diabázos magmás működés nem igazolható.

#### 4. Képződési viszonyok

A kiindulási kőzetekre a következő megállapítások tehetők. A sorozaton belül kvarc és csillámban gazdag szakaszok váltakozása ismerhető fel, mely csak részben származhat a metamorf átkristályosodásból. A megismert képződmények sekélytengeri, homokos – agyagos kőzetek váltakozásából álló rétegsort képviselnek, kevés karbonátos kőzettípussal, szerves anyagban dús betelepülésekkel.

Az ásványegyüttes, valamint az átkristályosodás mértéke alapján a balatonfőkajári kvarcfillit sorozat regionális metamorfózis során, a zöldpala fácies kvarc – albit – muszkovit – klorit alfáciesében, kis nyomás alatt jött létre.

## II. BALATON-FELVIDÉKI PALA SOROZAT

### 1. A földtani megismerés története

BÖCKH J. 1872-ben írta le az Alsóörs – Lovas környéki csillámdús palákat és zöldes, grauwakéhoz hasonló kőzeteket.

LÓCZY L. (1913) foglalta össze az addig eltelt időszakban végzett megfigyeléseket. Ismertette a Balaton környékének felszíni fillit előfordulásait s néhány hasonló képződményt ért fúrást. Az alábbi kőzettípusokat különítette el: erősen fillites agyagpala, finomszemű palás homokkő, szericites – kvarcos fillit, diabáztufa, diabázpala, kvarcporfir intrúziók és porfiroidok. A képződményeket a polgárdi mészkőnél fiatalabbnak tarotta, az ópaleozoikumba sorolta, s lehetségesnek vélte, hogy az alsókarbont is képviselik.

SCHAFARZIK F. (1911) Lovas és Alsóörs környékéről írt le fillitet, palás homokkővet és kvarcitot.

TELEKI G. (1941) Felsőörs környékéről szericites fillit, kvarcit, homokkő, kvarcitos fillit és kvarcporfir kőzeteket ismertetett. A Velencei-hegység palaburkában agyagpala, fillites és kontakt palákat különített el.

JUGOVICS L. (1945 – 1946) a Székesfehérvár-1. sz. mélyfúrásból fillit, grafitos fillit, grauwackepala és kontakt palákat ismertetett.

JANTSKY B. (1957) a Velencei-hegység kvarcporfíros fillitsorozatát a Balaton-felvidéki sorozat tagjaként a Szepes-Gömöri Érchegység kvarcporfíros fillit sorozatával párhuzamosította. Geoszinklinális flis jellegű üledéknek tartotta, mely a variszkuszi hegységképződés breton szakaszában regionális metamorfózist szenvedett.

VADÁSZ E. (1960) karbon előtti kor mellett foglalt állást.

JUHÁSZ Á. (1960) a fillit összletben települt magmatitok kőzettani vizsgálatát végezte el.

ORAVECZ J. (1964) a grafitos kovapalarétegek ősmaradványtartalma alapján képződésüket a szilur időszakban rögzítette. Rámutatott arra, hogy a pala sorozat a fillit-átalakultsági fokot nem érte el.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. et al. (1967) két kifejlődését különítették el. Révfülp környékén karbonátos agyagpala sorozatot, zeolitfáciesnek megfelelő átalakultsági fokkal, devon – karbon időszakai képződéssel. Az alsóörsi terület kőzetei epimetamorfak, szilur – devonba sorolhatók.

HORVÁTH V. (1971) a révfülpi palákból közelebből meg nem határozott zeolitot írt le.

### 2. Kor és települési viszonyok

ORAVECZ J. (1964), majd GÓCZÁN F. (1971) által a sorozat kovapala lencséiből ismertetett mikrofauna a szilur időszakra jellemző. BUBICS I. (1967) ismertetett őseletnyomokat és a Káptalan-tóti-1. sz. fúrásból SCHRÉTER Z. által meghatározott *Brachiopoda*-leletet, mely a karbon időszakra utal.

BÓNA J. (1972) a Szabadbattyán-9. sz. fúrás 432,3–590,6 m és 927,6–930,5 m közti szakaszából írt le az alsóörsi *Baltisphaeridium* fajokhoz hasonló együttest.

A sorozatba tartozó kőzetek a Balaton-felvidéken Révfülöp és Alsóörs környékén ismertek a felszínről. Fúrásban a Balatonfűzfő–Sóly, Füle–Szabadbattyán–Székesfehérvár által határolt területen át a Velencei-hegységig követhetők. Csapásmenti folytatását egészen a Szepes-Gömöri Érchegységig JANTSKY B. (1957) valószínűsítette. ORAVECZ J. (1965) kavicsvizsgálatokkal igazolta a sorozat jelentős törmelékanyag-szolgáltató szerepét. Kimutatta jelenlétét a Mecsek hegység É-i peremén és utalt É-dunántúli kapcsolataira is. Elterjedését a Kisalföld aljzatában, valamint kőzet-típusainak ismertetését BALÁZS E. (1971) foglalta össze. Jelenléte az Alföld területén csak valószínűsíthető (SZEPESHÁZY K., 1971).

A sorozat fekvője nem ismert, fedője vízei, felsőperm, eocén, felsőpannóniai képződmények. Legnagyobb átfúrt vastagsága (Székesfehérvár-1. sz. f.) mintegy 1050 m, de ennek többszöröse is lehet.

### 3. Kőzettani vizsgálatok

Kőzettani vizsgálatokat a Balaton-felvidéki felszíni előfordulásokon kívül a MÉV néhány ópaleozoikumot ért fúrása és a Szabadbattyán-9. és -10. sz. fúrások anyagán végeztünk. E két fúrás vázlatos rétegsora a következő:

#### *Szabadbattyán-9. sz. fúrás*

0,0–	1,0 m	holocén talaj.
1,0–	4,5 m	pleisztocén lösz.
4,5–	4,7 m	felsőpannóniai kavics.
4,7–	63,8 m	alsópannóniai homok, kőzetliszt, agyagmárga, mészkő.
63,8–	92,5 m	kvarefillit.
92,5–	236,0 m	alsókarbon polgárdi mészkő.
236,0–	236,2 m	breccsa.
236,2–	315,5 m	alsókarbon vízei faunás mészkő, aleurolit- és homokkő-betelepülésekkel.
315,5–	324,0 m	breccsa.
324,0–	706,3 m	ópaleozoós anchimetamorf pala, meszes dolomit- és dolomit-betelepülésekkel.
706,3–	710,7 m	perm kvareporfir.
710,7–	955,1 m	ópaleozoós anchimetamorf pala, dolomitos mészkő-betelepülésekkel.
955,1–	1060,5 m	perm kvareporfir.
1060,5–	1200,0 m	ópaleozoós anchimetamorf pala.

#### *Szabadbattyán-10. sz. fúrás*

0,0–	0,5 m	holocén talaj.
0,5–	4,2 m	pleisztocén lösz.
4,2–	65,8 m	felsőpannóniai homok, agyagmárga, mészkő.
65,8–	296,4 m	alsókarbon polgárdi mészkő.
296,4–	380,1 m	alsókarbon vízei agyagpala, bitumenes mészkő, homokkő.
380,1–	383,0 m	perm kvareporfir.
383,0–	391,2 m	ópaleozoós anchimetamorf pala.
391,2–	423,4 m	perm kvareporfir.
423,4–	674,0 m	ópaleozoós anchimetamorf pala.

Balaton-felvidéki pala sorozat megjelölés alatt a diagenetikus és metamorf közötti átmeneti zóna kőzeteit foglaltuk össze. Az egyes kőzettípusok megjelölésére az üledékes név után helyezett pala szót alkalmaztuk. A sorozatot túlnyomórészt aleuritós és finomhomokos szemnagyságú, kevés karbonátos elegyrészt tartalmazó kőzettípusok alkotják. Jellemző a szemcsenagyság vertikális irányban történő gyakori váltakozása (gyakran milliméteres nagyságrendben) és a különböző szemnagyságú részek lencsés egymásbetelepülése.

A Balaton-felvidéken egyidejű kvareporfir intrúziók és kvareporfir tufák, diabáz és fekete lédit-lencsék teszik változatosabbá a rétegsort. A szabadbattyáni területen a Szab-9. sz. fúrásban két szintben vékony karbonátos betelepülések váltak ismertté.

A felszínről és fúrásokból rendelkezésünkre állt kőzettípusok fő jellegei az egész vizsgált területen s a teljes sorozatban lényegében azonosak, különböző összetetek elkülönítése nem volt lehetséges.

#### A) Túlnyomórészt törmelékes kőzetek

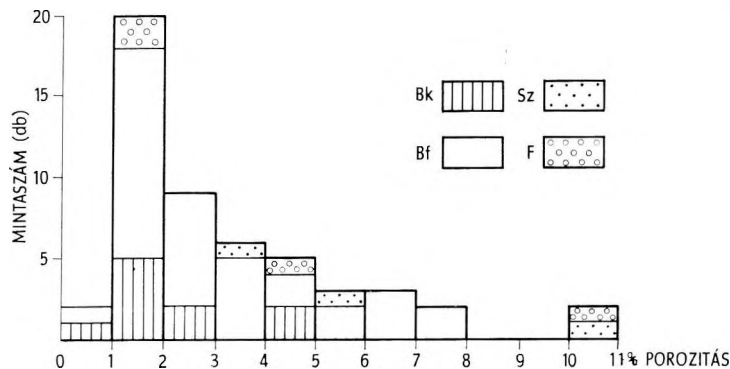
##### a) Fizikai tulajdonságok

A képződmény színe sárgásszürke, szürke, zöldesszürke. Az agyagos – csillámos elegyrészekben dús minták barnás, a homokosak zöldes árnyalatúak, magasabb szervesanyag-tartalom esetén sötét-szürke – szürkék. A szárazföldi mállást szenvedett típusokat barna – vörös – lila-tarka színeződés



jellemzi. Szemcsenagyságuk, osztályozottságuk, a törmelékszemcsék eredeti alakja a későbbiekben tárgyalandó jellegek miatt csak hozzávetőlegesen határozható meg.

Az agyagos eredetű kőzetek porozitása 0,76–7,52% között változik, átlagosan 3,18% (6. ábra). Gyakran figyelhető meg paláság, mely különösen a finomabb-szemcsés változatoknál kifejezett. Harántpalás és töréses paláságot (B. KÜBLER, 1967) mutató kőzettípusokat, valamint a jellegzetes gyűrt szerkezetet a III. táblán szemléltetjük.



6. ábra. A permnél idősebb képződmények porozitásértékei. (Jelmagyarázatot l. a 2. ábránál.)

Abb. 6. Porositätswerte der präpermischen Bildungen (Zeichenerklärung s. bei Abb. 2)

#### b) Kőzettani vizsgálatok

Ásványos összetétele 68 db minta röntgendiffrakciós vizsgálata alapján az alábbi határok között változik:

kaolinit	0–40%
illit	20–70%
klorit	0–50%
kvarc	0–50%
földpát	0–15%
kalcit	0–25%
dolomit	0–20%
ankerit	0–30%
sziderit	0–25%

A kaolinit általában kis mennyiségben (10%) s csak néhány mintában fordul elő, de a derivatográfus felvételek is megerősítik jelenlétét. Nagyobb mennyiségben (30–40%) az erőteljesen mállott, vörös-lila típusokban van meg, tehát a kőzet eredeti üledékes, valamint utólagos hatásra képződött alkotójának kell tekinteni.

Kaolinit jelenlétét a diagenézisen át a metamorfózisig többféleképpen jelzik. Számos megfigyelés mutat arra, hogy mélyebb szinteken a kaolinit a montmorillonittal együtt fokozatosan eltűnik.

H. G. F. WINKLER szerint (1965) a kaolinit egészen a zöldpala fáciesig stabil, a laumontit–prehnit–kvarc fáciesben például kaolinit + montmorillonit + klorit agyagásvány-együttest észleltek ugyanolyan kőzetformációban, melyből más kőzetkemizmus esetén laumontit + kvarc + klorit képződött. G. MÜLLER (1967) összefoglaló táblázata szerint a kaolinit mennyisége a mély betemetődési szakasz alsó részén erősen lecsökken s csak nyomokban marad meg a metamorfózis határáig. N. V. LOGVINENKO (1968) táblázata alapján a korai metagenézisben (ez a szakasz körülbelül a pumpellyit–prehnit–kvarc fáciesnek felel meg) nyomokban még jelen van kaolinit, a késői metagenézisben azonban eltűnik. AMBS et al. (1969) VICZIÁN I. közlése szerint (1971) metamorf fillitekből írtak le kaolinitet.

Tehát a kaolinit eltűnése nem törvényszerű a diagenézis és metamorfózis közötti átmeneti tartomány egy bizonyos szakaszán, s a különböző területeken különböző mélységekben következik be.

Az illit és klorit a pala sorozat jellegzetes ásványa. G. MÜLLER összeállítás alapján (H. FÜCHTBAUER–G. MÜLLER, 1970) gyakran közzölt jelenség, hogy a kezdeti változatos agyagásvány-társulásokból a diagenézis-metamorfózis határa felé közeledve egyöntetű illit-klorit paragenézisek keletkeznek. A klorit mennyisége lassabban nő, mint az illité, s csak a gyenge metamorfózisnál válik túlnyomóvá.

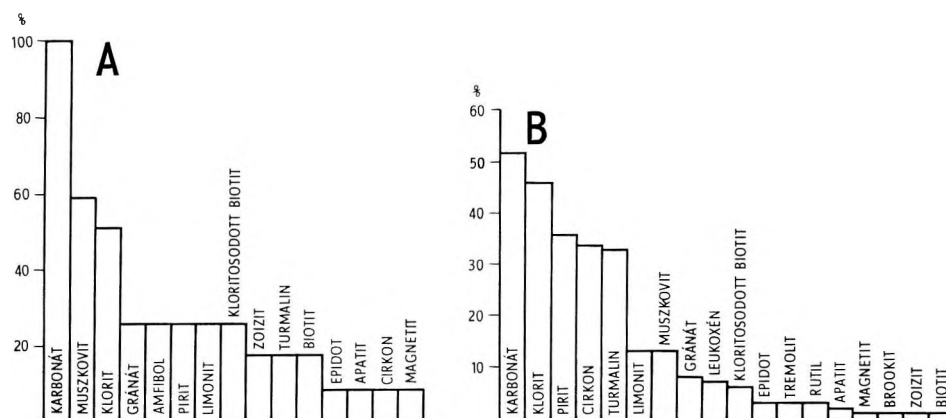
Az illit-kristályosság 3,0–6,6-ig terjedő értékeket mutat, átlagosan 4,0 (5. ábra), mely az „anchizónába” való tartozásra utal.

A sorozat szerves anyagban dús betelepüléseinek szénülési foka (4. ábra) feketeköszön állapotot tükröz a derivatográfus felvételen 600–640° közötti csúcsok alapján.

A túlnyomórészt agyagos kőzetek meghatározását célzó röntgenvizsgálatokon kívül a homokos típusokból (150 db) mikromineralógiai vizsgálatokat végeztünk. A nehézásvány mennyisége 0,01–79,0% között változott, túlnyomórészt igen alacsony volt. Megnövekedett mennyiségét pirít, limonit, karbonát, klorit s néhány esetben a vékonyesizsolatos vizsgálatokkal is igazolt torlatszerűen feldúsult nehézásványok alkotják.

A nehézásványok száma általában olyan csekély, hogy százalékos értékelésre egy-egy mintán belül alkalmatlan, ezért csak gyakoriságukat ábrázoltuk a felszíni minták és fúrásanyag alapján (7. ábra, IV. tábla).

Az ásványegyüttes összetételéről és mennyiségéről az alábbi megállapítások tehetők: A legelterjedtebbek az epigén ásványok, mellettük a PETTJOHN által (in H. FÜCHTBAUER–G. MÜLLER, 1970) a diagenézissel szemben tanúsított csökkenő ellenállás alapján összeállított „stabilitási sor” első tagjai fordulnak elő.



7. ábra. A Balaton-felvidéki palasorozat nehézásványainak gyakorisága  
(A = felszíni minták, B = Szabadbattyán-9. sz. f.)

Abb. 7. Häufigkeit der Schwermineralien in der Schieferserie des Balaton-Hochlandes  
(A = Gesteinsproben aus Aufschlüssen, B = Tiefbohrung Szabadbattyán-9)

Az egyes ásványok megfigyelt maximális mennyisége a következő:

- 1–2 db zoizit, brookit, magnetit
- 2–10 db amfibol, tremolit, apatit, rutil, epidot, ép biotit, kloritosodott biotit
- 10 db cirkon, gránát, turmalin, pirit, limonit, leukoxén, karbonát, muszkovit, klorit.

Az ásványokat a következőkben jellemezhetjük:

- A **c i r k o n** sajátalakú és erősen legömbölyített formájú.
- A **g r á n á t** halványrózsaszín, töredezett, zárványos és zárványmentes.
- A **t u r m a l i n** igen változatos megjelenésű, erősen koptatott, gömbölyű és oszlopos kristályok formájában jelentkezik, világossárga – sötétbarna, halványzöld – sötét kékeszöld pleokroizmussal, néha autigén továbbnövekedéssel.
- A **p i r i t** részben sajátalakú, részben szemcsés felületű alaktalan aggregátumok.
- A **l i m o n i t** túlnyomórészt pirit utáni átalakot képez.
- A **m u s z k o v i t** sajátalakú, vagy töredezett, gyakran zárványos.
- A **k l o r i t** töredezett lemezek vagy az ún. féregklorit formájában van meg.
- Az **a m f i b o l** nyúlt, prizmás, szálas, gyengén pleokróos.
- Az **a p a t i t** zömök, erősen legömbölyített, gyakran zárványos.
- A **r u t i l** egy esetben a jellegzetes térd alakú ikresedést mutatta.
- Az **e p i d o t** koptatott, töredezett, vagy szemcsés aggregátum.
- Az **é p** és **k l o r i t o s o d o t t b i o t i t** között számos átmenet volt megfigyelhető, gyakori a **r u t i l z á r v á n y**.

A könnyűásvány frakciót szinte kizárólag kvarc és kvarcitos – szericites közettörmelék alkotja a csillámok mellett. Földpát igen ritkán mutatható ki, túlnyomórészt plagioklász, igen ritkán mikroklin és egyéb kálic földpát. A vékonycsiszolatos vizsgálatok törmelékes eredetén kívül autigén képződését is megerősítik.

Vékonycsiszolatos vizsgálatok alapján a következő közettípusokat lehetett elkülöníteni:

A **s z e r i c i t p a l a** mennyiségileg a legalárendeltebb szerepet játssza a többi közettípus mellett, de az egész területen elterjedt.

A kőzetet sávós felépítésű csillámásványok erősen irányított, egy irányba rendeződött együttese alkotja. A csillámok általában azonos nagyságúak, csak néhol tűnik fel egy-egy durvaszemcsés muszkovit, ill. kloritszemcse. Ritkán igen finomszemcsés, optikailag nem meghatározható agyagásványos sávok iktatódnak közbe. Kisebb lencsékben, vagy az egész kőzetben szórtan aleuritos szem-nagyságú szögletes kvarctörmelék jelentkezhet.

A Szepezd-4., Révfülp-2., Szabadbattyán-9. sz. fúrások karbonátos szericitpalát is feltártak. A karbonát részben durvakristályos pátiként lencsék, sávokat alkot, részben mikropátitos, gyakran gyűrt foszlányokban az egész kőzetben megtalálható. Ez utóbbi esetben megállapítható, hogy másodlagos eredetű, s a csillámokat kiszorítja és átalakot képez utánuk. Mindkét szericitpala-típusban gyakori az igen kicsiny kettőstörésű, sötét, optikailag nem meghatározható lencsék jelenléte, melyeket igen dúsan rutiltú(?) -szövedék jár át.

Néhány jellegzetes közettípus az V. táblán látható.

Az aleurolitpala a legelterjedtebb közettípus (V–VI. tábla). Törmelékes elegyrészei a kvarc, klorit, muszkovit és klorit–muszkovitból álló kötegek. Nagyságuk általában meghaladja a törmelékes szemcsékét. A törmelékes anyag közös határfelülettel általában nem rendelkezik, nagy a matrix mennyisége. Az agyagos anyag finom tűs–szálas átkristályosodást mutat, részben a matrixban, részben a törmelékes szemcsék körül tüskés továbbnövekedés formájában. A szericitpalában megfigyelt sötét, rutilszövedékes foltok, sávok ebben a közettípusban is jelentkeznek. A karbonátos elegyrészek kétféle eredete még kifejezettebben látszik, mint a szericitpalánál. Az utólagos, mikropátitos anyag a csillámok egy-egy sávját helyettesíti (feltételezhetően a klorit–muszkovit kötegek kloritját), vagy a törmelékszemcséket teljesen körülveszi úgy, hogy a törmelék köré kristályosodott kvarc-„tüskék” megmaradtak, s a csillámszemcsék helyét foglalja el. A törmelékes kvarcszemcsék különböző mértékű karbonátosodása is megfigyelhető, s az egész sorozatban elterjedt.

A homokkőpala a legváltozatosabb közettípusokat foglalja magában, s a sorozat átalakultságának mértékére jellemző folyamatokat a legvilágosabban tükrözi.

A homokszemcsék fő alkotója a kvarc; földpát néhány százaléknyi mennyiségben fordul elő, csak tufás hozzákéveredés esetén dúsul fel (Lovas, Alsóörs). Csaknem minden minta tartalmaz csillámot, a kvarctörmelékek kb. azonos méretben, muszkovit, klorit és muszkovit–klorit kötegek képviselik (V. tábla). A muszkovit–klorit kötegek eredetét törmelékes biotitra vezetik vissza és késői jelenséggént értelmezik (N. V. LOGVINENKO, 1968). Ausztráliai agyagpalákból H. J. KISCH (1966) írt le klorit–muszkovit összenövésből álló csillámokat és a késői epigenezis (diagenezis) során létrejött autigén helyettesítéssel magyarázza. A kiindulási ásvány szerinte kaolinit.

A kőzet kötőanyaga kova és agyagásványok, mennyisége változó és különböző mértékű átkristályosodást mutat.

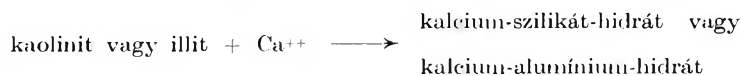
A törmelékes kvarcszemcsék alakjára többféle folyamat nyomta bélyegét. Visszaoldódás, korrózió elég ritkán figyelhető meg, a kovaanyag hozzánövekedése viszont gyakori jelenség. E kettő együttes jelentkezése egy csiszolaton belül is észlelhető. A kötőanyag mennyisége általában észrevehetően befolyásolja a törmelékes szemcsék közti kontaktust. Kevés kötőanyagnál kvarcitszerű szerkezetek jönnek létre (VII. tábla) inkorporációs és mikrosztitolitos kontaktus-típusokkal (KOPELIOVIC, 1965 in N. V. LOGVINENKO, 1968).

Sok kötőanyag esetén: 1. a szemcsék „úszhatnak” az agyagos anyagban, továbbnövekedést nem mutatnak (VIII. tábla), szögletesek, erősen kihengereltek, megnyúltak, a palásság irányába rendeződtek [a megnyúlt forma nyomás alatti kovaoldódás, majd kikristályosodás eredménye, melyet az agyagos anyag jelenléte elősegít (R. W. FAIRBRIDGE, 1967)]; 2. a kova-hozzánövekedés észlelhető is a törmelékes szemcsék köré nőtt „tüskék” vagy szabálytalan foltok formájában. E két utóbbi típus egy csiszolaton is megfigyelhető (VII–VIII. tábla).

A törmelékes szemcsék köré kristályosodott kovaanyag jelenlétét és az alapanyagban történt kvarcblasztézist igazolják a rutiltű szövedékek a szemcsék körüli zónákban vagy az alapanyag törmelékesnek tűnő szemcséiben (VII. tábla).

A csillámok és a kvarc karbonát általi kiszorítása a homokkőpalákban is elterjedt, s a vizsgált teljes területen felismerhető.

Az agyagásványok karbonát általi helyettesítésének mechanizmusát nem ismerjük kellőképpen; feltételezett egyenletét EADES és GRIM (1960) in E. C. DAPPLES (1967) az alábbiakban adják meg:



Ezt a kalcit általi helyettesítést a pH=8 és magas Ca-ion koncentráció segíti elő. Jóllehet viszonylag korai jelenségnek írják le a diagenezis folyamán a karbonát általi agyaghelyettesítést, esetünkben a pszeudomorfózák alakja után ítélve (karbonátosodott ?kloritsávok muszkovitban) késői folyamat tükröződik.

A kvarcnak karbonát általi kiszorítása túlnyomórészt késői jelenség. A hőmérséklet-változásra bekövetkező CO<sub>2</sub>-oldódást és pH változást tekintik a mechanizmus alapjául (E. C. DAPPLES, 1967). Ezt a folyamatot azonban nemcsak a felszíni mintákban észleltük, hanem a Szb-9. sz. fúrás 1000 m alatti szintjében is, felszíni jelenséggént nem értelmezhetjük. H. FÜCHTBAUER (1970) szerint növekvő besüllyedési mélységgel a karbonát oldhatatlanabbá válik, mint a kvarc, s gyakori a makrokristályos kalcit, mely kiszorítja a kvarcszemcséket. 6000 m mélységből ismertet felsőkarbon homokköveket, melyekben a kvarc, földpát, filloszilikátokból álló nagyobb közetrészeket különböző karbonátok szorítanak ki. Ezt a jelenséget a diagenezis metamorfózis előtti állapotára tartja jellemzőnek.

Az előzőekben bemutatott szemnagysági típusok egymással átmeneteket képeznek, betelepüléseket, lencséseket alkotnak egymásban.

## c) Kémiai összetétel

A Balaton-felvidéki pala sorozat kémiai összetételének átlagos és szélső értékeit a Szabadbatyán-9. és 10. sz. fúrások anyaga alapján a 4. táblázatban foglaltuk össze.

Az általánosan ismert jelenségen kívül – hogy csökkenő szemnagysággal növekvő alumínium-, vas-, kálium- és földfém-tartalom lép fel az agyagásványok mennyiségének növekedésével – egyéb összefüggés nem adódott. Jellemző a K túlsúlya a Na felett, valamint a vasnak túlnyomórészt redukált alakban történő megjelenése.

4. táblázat

A Balaton-felvidéki pala sorozat törmelékes kőzeteinek kémiai összetétele (%)

	Agyagpala (6 db)			Aleurolitpala (8 db)			Homokkőpala (6 db)		
	min.	max.	átlag	min.	max.	átlag	min.	max.	átlag
SiO <sub>2</sub>	53,81	60,21	57,78	61,07	68,31	64,13	75,25	85,57	80,52
TiO <sub>2</sub>	0,92	1,83	1,47	0,85	1,33	1,13	0,65	1,10	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,40	22,18	17,91	11,60	18,56	15,84	2,54	9,05	5,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,53	1,81	1,08	0,39	1,61	0,84	0,13	1,97	0,72
FeO	4,95	6,89	6,01	4,40	6,72	5,72	2,24	4,79	2,96
MnO	0,09	0,73	0,20	0,03	0,87	0,26	0,02	0,28	0,10
MgO	0,70	3,00	2,16	1,30	2,90	2,07	0,50	1,50	1,17
CaO	0,30	4,31	1,29	0,22	0,41	0,82	0,37	3,16	1,39
Na <sub>2</sub> O	0,60	1,57	1,14	0,81	1,77	1,25	0,46	1,81	1,00
K <sub>2</sub> O	2,40	5,38	3,86	2,10	5,00	3,40	1,20	3,48	1,39
Izz. v.	3,71	10,81	5,82	3,30	5,34	3,80	1,37	3,57	2,64
CO <sub>2</sub>	0,09	3,24	0,96	—	1,45	0,28	—	2,84	0,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,10	0,05	—	0,04	0,10	—	0,06	0,03
Összesen:	99,73			99,64			99,43		

Elemző: OFKFKV Komlói Laboratóriuma

A sorozat kőzeteinek nyomelemátlagát az 5. táblázat szemlélteti. Megállapítható, hogy dúsulás egyetlen elem esetében sem mutatkozott.

A vizsgált paleozóos képződmények közül legnagyobb értékeket az anchimetamorf pala sorozat kőzeteiben ért el a Li (250 g/t a szericitpalákban). A Cr, Cu, Ga az aleurolit- és homokkőpalákban dúsult (250, 600, 60 g/t) maximális értékekkel.

5. táblázat

A balatonfőkajári kvarcfillit és a Balaton-felvidéki pala sorozat nyomelemátlagai (g/t)

	B	Mn	Cu	Pb	Ga	V	Ti	Ag	Zn	Ni	Co	Sr	Cr	Ba	Li	Be
1.	66	738	32	22	14	94	3134	—	—	39	13	79	50	541	65	—
2.	129	204	9	17	5	37	1424	0,1	—	10	3	15	32	175	—	1,2
3.	52	750	20	9	11	57	4262	—	29	23	11	36	44	650	80	—
4.	45	604	26	5	40	95	4458	—	—	40	13	93	51	436	108	—
5.	40	598	34	8	14	66	3523	—	—	32	8	66	46	402	89	—
6.	11	597	24	9	10	46	2853	—	—	23	8	52	35	293	75	—
7.	41	577	29	9	5	40	747	—	—	17	4	227	19	167	76	—

1. Kvarcfillit sorozat (32 db minta)

2–7. Szilur sorozat:

2. Balaton-felvidéki felszíni minták (32 db minta)

3. Szib-10. sz. fúrás (16 db minta)

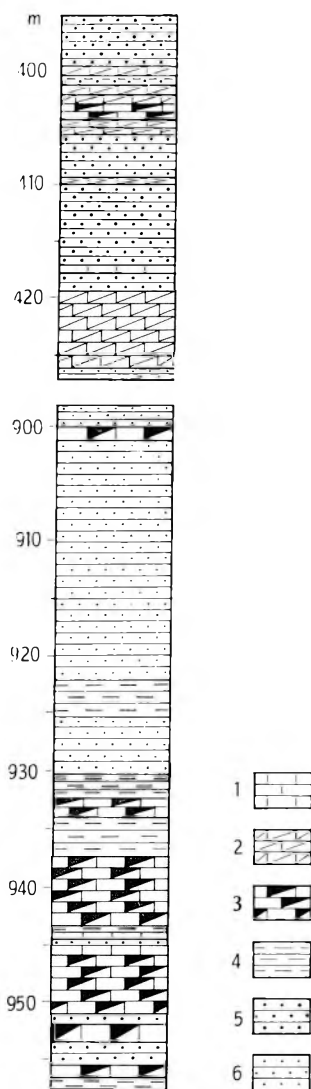
4. Szib-9. sz. fúrás szericitpala (12 db minta)

5. Szib-9. sz. fúrás aleurolitpala (124 db minta)

6. Szib-9. sz. fúrás homokkőpala (38 db minta)

7. Szib-9. sz. fúrás karbonátos kőzetek (10 db minta)

Elemző: 1., 3., 4., 5., 6., 7. MÁFI; 2. OFKFKV Komlói Laboratóriuma



8. ábra. A Szabadbattyán-9. sz. fúrás karbonátos közbe-településeket tartalmazó ópaleozoós szakaszai

1. Mészkö, 2. meszes dolomit, 3. dolomitos mészkő, 4. szericitpala, 5. homokkőpala, 6. aleurolitpala

Abb. 8. Altpaläozoische Abschnitte mit karbonatischen Zwischenlagern in der Tiefbohrung Szabadbattyán-9  
1. Kalkstein, 2. Kalkiger Dolomit, 3. Dolomitischer Kalkstein, 4. Serizitschiefer, 5. Sandsteinschiefer, 6. Aleurolitschiefer

is változó, a finomabb részek foltszerűen vagy sávosan jelentkeznek. A pátitos kőzetekben a karbonátok jól kristályosodtak, általában éles körvonalúak, egy-egy sávon belül azonos szemcse-nagyságúak. Jellemző a finomeloszlású, finomkristályos kovaanyag, mely néha lencsákat vagy sávokat is képez. Erősen karbonátzárványos, idiomorf autigén kvarckristályok is megfigyelhetők. A szabad szemmel észlelt sávozottság a bitumenes – bitumenmentes, kovás – kovamentes és különböző mértékben kristályosodott szakaszok váltakozásából adódott. Néhány típust a IX – X. táblákon szemléltetünk.

A törmelékes sorozat felső szakaszán harántolt karbonátos kőzetek Ca – Mg aránya 1,8 – 2,3 között változik, ezek tehát (FROLOVA beosztása szerint in G. V. CHILINGAR – H. J. BISSEL – R. W.

Az egyes mintákban talált maximumok alapján egy nagyságrendnyi dúsulás az Ag, Cu, Mo esetében mutatkozott, szintén az aleurolit- és homokkőpalákban.

A sorozat kőzeteiben legnagyobb gyakorisággal a Cu, Mn, B, Li, Ti, V mutatható ki. A karbonátos szericitpala minták 60%-ában volt a B értéke nagyobb az üledékes átlagnál, a szericitpalában a Li a minták 82%-ában volt nagyobb az üledékes átlagnál.

Megállapítható, hogy a maximális értékek, valamint a legnagyobb elemdúsulás a sorozat törmelékes kifejlődéseiben fordulnak elő.

## B) Karbonátos kőzetek

A Balaton-felvidéki pala sorozatot a Szabadbattyán-9. sz. fúrás 324,0 – 1200,0 m közötti szakasza tárta fel. A törmelékes kőzetekben két szintben karbonátos betelepülések jelentkeztek. Összvastagságuk azonban csekély, összesen 29,0 m. A fúrásnak ezeket a részletszelvényeit a 8. ábrán tüntettük fel. Karbonátos képződmények a Balaton-felvidéki palákból ezúttal váltak először ismertté.

### a) Fizikai tulajdonságok

A karbonátbetelepülések makroszkópos sajátosságai a megismert két szintben azonosak. Színük fehér, világosszürkétől feketéig változik. A bitumenes típus vastagsága filmszerű lamináktól néhány milliméteres lemezéig terjed, sűrűn váltakozik a bitumenmentes kőzetben, sztromatolitszerű megjelenést létrehozva. A bitumenes felületek lefutása gyakran hullámos. Homogén, szürke bitumenes mészkő csak kisebb szakaszokban mutatkozott. A karbonátos kőzetek maximális rétegvastagsága 8 m volt, néhány cm-es lencsékben is előfordultak a törmelékes kőzetekben. Általában finomkristályosak. Bitumenes – agyagos felületű sztilolitok és kalciterek járják át.

### b) Ásványos és kémiai vizsgálatok

A karbonáttartalom 50 – 100% között változik a törmelékes hozzá-elegyedés és bitumentartalom függvényében. Az oldási maradék mennyisége 4,1 – 33,27% közötti értékeket mutat. Röntgendiffraktométeres vizsgálat alapján az oldási maradék agyagfrakcióját illit és klorit alkotja.

Az oldási maradék 0,1 – 0,2 mm közötti frakciójából leválasztott nehézasványok mennyisége 0,6 – 8,41% között változott. Az ásvány-együttes hasonló a törmelékes sorozatéhoz. Az egyes ásványok maximum 6 szemcséig dúsulnak egy mintán belül. Cirkon, turmalin, gránát, pirit és limonit voltak megfigyelhetők. A könnyűfrakciót kvarc, kvarcit, 1 – 2 káliföldpát és maximum 8 szemcséig dúsuló autigén földpát (plagioklász) alkotja.

Vékonyesizsolatos vizsgálatok alapján a karbonátos kőzetek szemcse-nagysága részben mikrites – mikropátitos, legelterjedtebbek a pátitált kristályosodott típusok. A kristályosság mértéke egy csiszolatban belül

FAIRBRIDGE, 1967. p. 108) gyengén meszes dolomitok, egy mészkő és egy dolomitos mészkő kivételével. A 423,1 m-ből származó minta teljes kémiai elemzése az alábbi:

SiO <sub>2</sub>	3,05%
TiO <sub>2</sub>	0,41%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,02%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,27%
FeO	4,51%
MnO	0,78%
CaO	28,69%
MgO	16,30%
Na <sub>2</sub> O	0,20%
K <sub>2</sub> O	0,40%
nedv.	0,17%
CO <sub>2</sub>	44,04%
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02%
Összesen:	100,86%

Elemző: OFKFKV Komlói Laboratóriuma

A 900–955 m között települt szakaszban az arány szélső értékei 8,6 és 19,0, ezek a kőzetek gyengén dolomitos mészkövek.

A nyomelemátlagokat az 5. táblázatban foglaltuk össze. Csupán a bór esetében jelentkezett gyenge dúsulás (a mészkövek átlagához képest 5–10-szeres), mely az agyag- és bitumentartalomra vezethető vissza.

#### 4. Képződési viszonyok

A sorozat kiindulási kőzeteiről összefoglalóan a következő megállapítások tehetők:

A szilur sorozat nagy vastagságú, nagy területen azonos kifejlődésű (GY. BÁRDOSSY – A. L. KUZNIAROWA, 1962). A vizsgált területen túlnyomórészt finomtörmelékű kőzetekből épül fel. Jól lehet az előrehaladt diagenezis és a kezdődő metamorfózis folyamatai az eredeti szöveti sajátosságokat megváltoztatták, néhány jellegzetesség még felismerhető:

1. izolált homokkölcensék agyagos kőzetekben
2. vékony agyagflázerek homokkövekben
3. egyes szakaszok horizontális finomrétegzettsége.

Mindez sekélytengeri képződési viszonyokra utal. Partszegélyi övet jeleznek a torlatszerű nehéz-ásvány-dúsulások, s a velük kapcsolatos, igen jól osztályozottnak tűnő homokkövek. A durvább üledék hiánya partoktól távoli, vagy peneplén sekélyparti viszonyokra utalhat. A bitumennel laminált karbonátos kőzetek képződése mérsékelt mély vízben, gyenge áramlásra utal.

A sorozatot ért utólagos hatások mértékére a következő észrevételek tehetők:

Az üledékes kőzeteknek a metamorf zóna felé történő fokozatos átmeneteinek jellemzésére már 1936-ban tett kísérletet HUTTON és TURNER (in F. J. TURNER, 1968). Egy grauwacke eredetű sorozatot ismertettek Új-Zélandból, melyben a texturális kifejlődés alapján négy fokozatos zónát különítettek el. Az általuk ismertett jegyek alapján (a törmelékiszemcsék átristályosodást mutatnak, de törmelékű jellegük még felismerhető; a matrix csillám-klorittá alakult) a szilur sorozat a „klorit-2.” zónához hasonló bélyegekkal rendelkezik. E zóna vulkáni törmelékeket is tartalmazó kőzeteiből pumpellyitot írtak le.

Az azóta eltelt időben a különböző kiindulási anyagból származó üledékek megváltozási állapotainak korrelálása lényegében megoldottnak tekinthető, kiegészítve az agyagásványok és a szervesanyag átalakulásának számszerűleg is jellemezhető értékeivel. Összefoglalását a hazai irodalomban ÁRKAI P. (1973) közölte. Számos adat azonban óvatosságra int, ti. hogy egy-egy jellemző tulajdonság alapján soroljuk be a kőzeteket (H. FÜCHTBAUER – G. MÜLLER, 1970). A szénülési fok, az agyagásvány és zeolitos ásványegyüttesek jellege területenként különböző.

Az előzőekben tárgyalt agyagásvány-együttes, az illit-kristályosság, a muszkovit – klorit kötegek mellett még felismerhető biotitroncsok, valamint a szöveti jellegek (lecsökkenett porozitás, tüskés szerkezetek, a gyakori klivázs) alapján megállapítható, hogy a Balaton-felvidéki pala sorozat a pumpellyit – prehnit – kvarc fáciesnek megfelelő elváltozásokat szenvedett. A kritikus ásvány megjelenését azonban az általunk vizsgált kőzettípusokban a kiindulási kőzet nem tette lehetővé.

A sorozat korára vonatkozólag a következő észrevételek tehetők:

Eddig csak az alsóörsi kovapalák szilur időszakai képződése volt igazolt. A Szabadbattyán-9. sz. fúrásból az anchimetamorf sorozat és vízei összlet között feltárt tektonikus breccsa alatt már 100 m-rel BÓNA J. (1972) *Baltisphaeridium* formákat mutatott ki, melyek hasonlóak az alsóörsi területről

megismertekhez. A maradványok igen szénültek. A *Baltisphaeridium echinodermum* STOCKMANS et WILL. 1962 fajon kívül egyéb fajokat nem lehetett a már ismertekkel azonosítani. Megfigyelhető volt néhány *Scolecoidonta* és *Chitinozoa*-szerű maradvány is. Néhány mintában *Graptolithina*-töredékek mutatkoztak, melyek a *Monograptus* és *Retiolites* nemzetségekhez hasonlóak. Ezek alapján a fúrás 432,3–930,5 m közti szakasza a szilur időszakban képződött.

Előzőek szerint Alsóörs, valamint Szabadbattyán környékén települt anchimetamorf palák a szilurba sorolhatók. Ilyen nagy vastagságú sorozat esetében azonban nem zárhatjuk ki a lehetőségét annak, hogy a szilurnál idősebb, illetve fiatalabb kőzetek is részt vesznek a felépítésében.

### III. SZABADBATTYÁNI MÉSzkő ÖSSZLET

#### I. Földtani megismerés története, kor, települési viszonyok

A képződmény felszínén nem fordul elő, a szabadbattyáni ólomércbányászat során mesterséges feltárásokból vált ismertté. A kőzettani kifejlődést, földtani viszonyokat KISS J. (1951) és FÖLDVÁRI A. (1952) ismertette. Az ércutatás során nyert földtani adatok összefoglalása POLLNER J. – JANTSKY B. – SZILAS GY. (1960) nevéhez fűződik.

A bitumenes mészkő összletből kikerült faunát KOLOSVÁRY G. (1951) és FÖLDVÁRI A. (1952) határozta meg, utóbbi a *Hexaphyllia mirabilis* (DUNCAN) szintjelző korall alapján az összletet az alsó-karbon vizéi emeletébe sorolta.

Az újabb fúrásokból kikerült ősmaradvány anyag meghatározását DETRE Cs. (1971), MIHÁLY S. (1971, 1973) és MONOSTORI M. (1971) végezte el, s megerősítették a vizéi korbesorolás helyességét.

Az összletet legnagyobb vastagságban a Szabadbattyán-1. sz. fúrás harántolta (119,4 m). Fekvéje Balaton-felvidéki pala. Fedője a polgárdi kristályos mészkő és pannóniai képződmények. Elterjedése csak a szabadbattyáni területre korlátozódik.

JANTSKY B. az úrhidai palákat is karbon képződményeknek tekinti. LÓCZY L., TELEKI G. az ottani előfordulást a Balaton-felvidéki fillithez sorolta. FÖLDVÁRI A. a karbon képződmények fekvőjének írta le.

#### 2. Kőzettani vizsgálatok

Kőzettani vizsgálatokat a Szabadbattyán-9. és 10. sz. fúrás mintáin végeztünk. A Szabadbattyán-9. sz. fúrás vizéi szakaszának szelvényét a 9. ábrán mutatjuk be.

Az összletet törmelékes kőzetek és mészkő alkotja. A törmelékes viszonzyszám (W. KRUMBEIN, 1955) a Szb-9. sz. fúrásban 0,3. (A szakaszon belül 55,4 m a karbonátos, 18,6 m a törmelékes kőzetek összvastagsága.)

##### a) Fizikai tulajdonságok

A mészkő és finomtörmelékes kőzetek általában sötétszürke–feketék, a homokkővek zöldes-szürkék. A szerves szén átlagos mennyisége a törmelékes kőzetekben 1,08%, a bitumenes mészkőben 1,1%. A szénülési fok a derivatográfus felvételen 560–620° között jelentkező csúcsok alapján barnakőszén–feketékőszén állapotot ért el. Az agyagos kőzetek porozitása 3,68–10,70% közötti értékeket mutat.

##### b) Ásványos összetétel

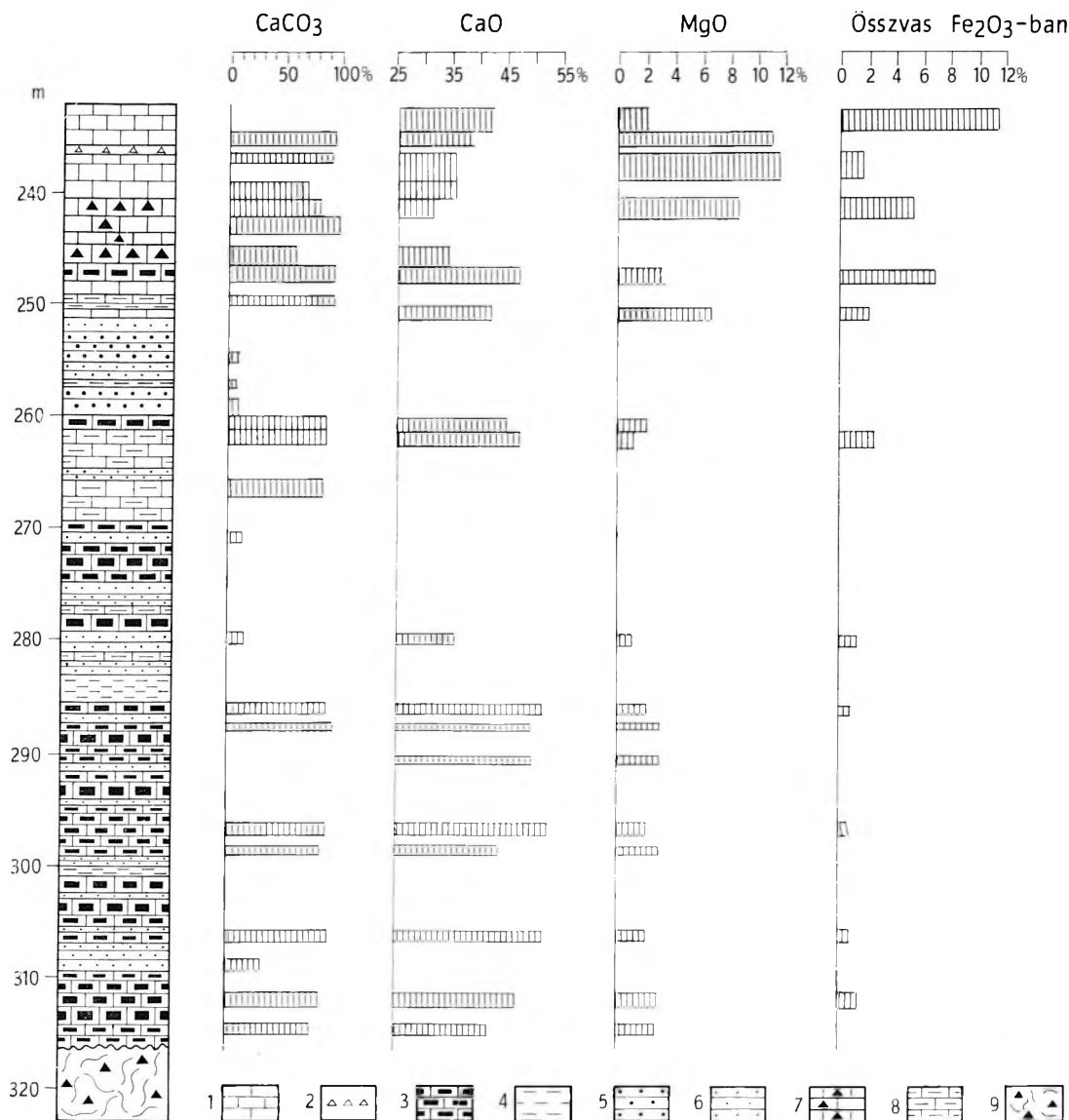
A törmelékes kőzeteket túlnyomórészt homokkővek alkotják. Vékonycsiszolatos kimérés alapján főleg apró- és középszemű típusok fordulnak elő. Az osztályozottság rossz és közepes, egyetlen minta esetében jó.

A homokkővek ásványos alkotói vékonycsiszolatos vizsgálatok alapján a következők:

A *k v a r c* változó mennyiségű, a durvább szemcséjű kőzetekben mennyisége a kőzettörmelékhez képest alárendelt. Hullámos kioltású.

A *f ö l d p á t o k a t* káliföldpát és albit-ikerlemezes savanyú plagioklász képviseli. Mennyiségük 30–40%-ot is elér. Csillám- és kvarczárványokat tartalmaznak, egy esetben mirmekites összenövessé. Gyakori az agyagásványosodás és karbonátosodás, ritkán epidotosodás jelentkezik.





9. ábra. A Szabadbattyán-9. sz. fúrás vízei szakaszának szelvénye

1. Ankerites mészkő, 2. kvarcfillit breccsa, 3. bitumenes mészkő, 4. agyagpala, 5. homokkő, 6. aleurolit, 7. breccsás, agyagos mészkő, 8. zöldesszürke agyagos mészkő, 9. breccsa

Abb. 9. Profil des viscischen Abschnittes der Tiefbohrung Szabadbattyán-9

1. Ankeritischer Kalkstein, 2. Quarzphyllitbreckie, 3. Bituminöser Kalkstein, 4. Tonschiefer, 5. Sandstein, 6. Aleurolit, 7. Breckziöser, toniger Kalkstein, 8. Grüngrauer toniger Kalkstein, 9. Breckzie

A k ő z e t t ő r m e l é k mennyisége 25–50% között változik, ritkán 50% fölé is emelkedhet. A finomszemű mintákban 10% körüli értéket mutat. Többféle típusa különíthető el:

1. a kvarcfillittel azonosítható, muszkovitesillámos, anatóz-porfiroblasztokat tartalmazó, zöldpala fáciesű epimetamorfít;
2. sötét színű, szervesanyag-tartalmú, finoman rétegzett, finomkristályos kvarcit, szericites kvarcit;
3. csillámpala, erősen gyűrt foszlányokban;
4. legelterjedtebbek a kvarc- és földpátból, kisebb mennyiségben muszkovit- és biotitból álló gneisztörmelékek. A biotit kloritosodott, leukoxénes bevonatú opak szemcsék zárvaival.

A csillámokat jól kristályosodott muszkovit és erősen átalakult, kloritosodott, vagy klorit–muszkovit kötegekké alakult, erősen hajlított biotitkristályok képviselik. Mennyiségük az aleuritos kőzetekben 50% fölé is emelkedhet.

A homokkővek kötőanyaga kova és szericit, mennyisége kicsiny. A törmelékes szemcsék között elterjedtek a konvex–konkáv és szuturális kontaktusok.

A szemcsék általában nem orientáltak, még az aleuritós kőzetekben sem. Gyakori a klivázs. Az összletet ért tektonikai hatás bizonyítéka az elterjedten jelentkező „porfiroklasztos” szövet képződése. Korlátozódhat egy-egy vékony sávra egy csiszolaton belül, vagy a teljes kőzet kissé palás, megnyúlt porfiroklasztokból és finomra őrölt köztes anyagból áll, mely gyenge szericitesedést mutat. A töredeztést azonban erőteljesebb átkristályosodás nem kísérte. Néhány kőzettípust a XI. sz. táblán mutatunk be.

Az agyagos kőzetek összetétele röntgendiffrakciós vizsgálatok alapján:

montmorillonit	0–10%	klorit	0–40%
kaolinit	0–10%	kvarc	10–20%
illit	20–40%	földpát	0–10%

Az illit-kristályosság 3,0–4,0 között változik.

A karbonátos kőzetek túlnyomórészt bitumentartalmúak, azonban a Szb-9. sz. fúrás felső szakaszán a bitumenes mészkőrétegek között világos-zöldesszürke, agyagos, gyűrt mészkő települt, illetve az ankerites mészkő felé egyre kevesebb és vékonyodó bitumenes sávokat tartalmazó, világosszürke–sárgásbarna, limonitos kőzettípusok vezetnek át. Ebben az átmeneti zónában a Ca–Mg arány 2,1–3,7 között változik, tehát meszes dolomitnak minősülő kőzetek fordulnak elő. A fúrás talpa felé a MgO mennyisége csökken, az arány 14,0–34,4 közötti értékeket mutat. Itt dolomitos mészkövek és mészkövek települnek.

A kőzet szövete szervesen, csak egyes szakaszokban biomorfa. Általában tömör, finomkristályos. Fekete, bitumenes–agyagos sztilolitfelületek és több cm vastag fehér kalciterek járvák át. Oldási maradványokban illit, kaolinit, kvarc, plagioklász jelentkezik a röntgenfelvételeken.

Vékonycsiszolati vizsgálatok alapján a legelterjedtebb kőzettípust mikropátitá kristályosodott karbonátanyag alkotja, melyben az eredeti mikrites szövet szabálytalan foltok formájában ismerhető fel. Ritkán a teljes kőzet durvaszemcsés, jól kristályosodott, azonos szemnagyságú pátitá alakult. Gyakoribb, hogy a pátitok elszigetelt foltokban vannak. Sok szabálytalan bitumenes folt, sáv vagy sztilolit, kocka alakú piritekből álló lencsék és kovaanyag is megfigyelhető (XII. tábla).

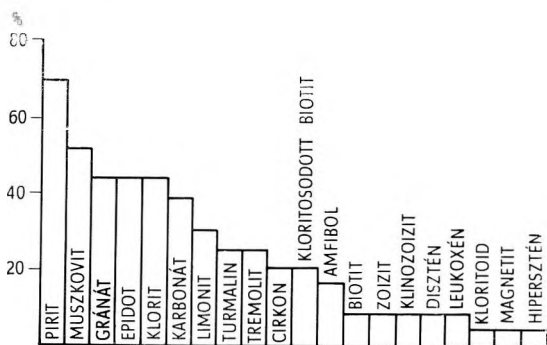
A kova diagenetikus eredetű, finomeloszlású, mikrokristályos foltokban, lencsékben, vagy idiomorf, karbonátzárványos kvarckristályok formájában jelentkeznek. A törmelékes kvarc mennyisége igen kicsi.

A szabadbattyáni mészkő összlet nehézasványainak gyakoriságát a 10. ábra szemlélteti. A nehézasványok mennyisége általában alacsony, egyedül a pirit dúsul 100%-ig. A muszkovit, klorit, limonit 20%; a cirkon, gránát, turmalin, hipersztén 10%-ig emelkedhet egyes mintákban. Egyébként az egyes ásványfajtákat egy-két szemcse képviseli. A törmelékes és karbonátos kőzetek nehézasvány-együttesében eltérés nem mutatkozott. A könnyűfrakciót túlnyomórészt kvarc, kvarcit és kőzettörmelék alkotja. Káliföldpát és plagioklász is csaknem minden mintában azonosítható. A plagioklász részben albit, részben bázisos összetételű, ritkán zónás. Az összlet ásványait a XIII. tábla mutatja be.

#### c) Kémiai összetétel

Az összlet egy-egy jellemző kőzettípusának kémiai összetétele a 6. táblázatban látható.

Az összlet nyomelemátlagáról a 7. táblázat tájékoztat. Az agyagpala–aleuritokban nyomelemdulást nem észleltünk. A homokkövekben a Sr mutató tízszeres, a Li négyszeres, a Mo ötszörös dúsulást mutat.



10. ábra. A szabadbattyáni mészkő összlet nehézasványainak gyakorisága

Abb. 10. Häufigkeit der Schwerminerale im Kalksteinkomplex von Szabadbattyán

6. táblázat

Vízi kőzettípusok teljes kémiai elemzése (%)

	1.	2.	3.
SiO <sub>2</sub>	78,06	9,20	3,00
TiO <sub>2</sub>	—	0,56	ny.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,60	3,31	0,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,80	0,56	2,58
FeO	2,62	1,16	0,44
MnO	0,08	0,14	1,14
CaO	1,14	43,80	32,42
MgO	1,25	1,60	15,30
Na <sub>2</sub> O	1,61	0,18	0,06
K <sub>2</sub> O	1,26	0,67	0,13
nedv.	0,10	0,22	0,14
CO <sub>2</sub>	0,74	35,85	41,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,04	0,03

1. Homokkő, Szabadbattyán-10. sz. f. 337–338 m

2. Zöldesszürke gyűrt mészkő, Szabadbattyán-9. sz. f. 265,3–269,4 m

3. Fekete bitumenes mészkő, Szabadbattyán-9. sz. f. 313,5 m

Elemző: OFKFV Komló Laboratóriuma

7. táblázat

A szabadbattyáni mészkő összetétel nyomelemátlagai (g/t)

	B	Mn	Pb	Ga	V	Ti	Cu	Zn	Ni	Co	Sr	Cr	Ba	Li	Mo
Agyagpala (3)	100	1067	7	22	120	4667	40	125	66	11	40	73	483	80	—
Aleurolit (10)	68	706	20	20	135	4440	65	156	57	8	468	100	720	68	—
Homokkő (4)	22	1125	17	13	39	4625	25	160	22	6	334	45	363	65	10
Bitumenes mészkő (20)	18	173	9	1	16	314	32	55	18	6	1134	30	277	500	—

(20) elemzett minták száma

lást. A bitumenes mészkőben a Li hússzoros dúsulást ért el. Feltűnő, hogy a bitumenes üledékekre jellemző elemek értékei nem emelkedtek meg.

A vizsgált paleozoós képződmények közül a vízei törmelékes kőzetekben találtuk az Ag (2,5 g/t) a B (400 g/t) és Ba (2500 g/t) maximális értékét. A bitumenes mészkőben pedig a legmagasabb Sr érték mutatkozott (2500 g/t).

Egy nagyságrendnyi dúsulást egy-egy mintában észlelt maximális érték alapján az Ag esetében a bitumenes mészkőben, az Ag, Zn, Mo, Pb esetében a törmelékes kőzetekben tapasztaltunk.

A bitumenes mészkőben 100%-os gyakorisággal a Cu, Mn, Sr, Li, a törmelékes kőzetekben a Cr, Cu, Mn, Sr, Ti, Li jelentkezett.

A törmelékes kőzetekben a Mn mennyisége a minták 55%-ában haladta meg az üledékes átlagot.

### 3. Képződési viszonyok

A szabadbattyáni mészkő összetétel sekélytengeri környezetben képződött. Igen jellemző a bitumenes kőzettípusok jelenléte, melyhez gyakran piritdúsulás is járul. Az összetétel egyes szintjeiben előforduló dús fauna és a faunaegyüttes jellege azonban az elzárt medencékben, hiányos vízmozgásra létrejött oxigénmentes környezetet kizárja. W. KREBS (1969) összefoglalása szerint sekély selfeken történő transzgresszió is képződhetnek fekete, bitumenes üledékek. A szerves anyag megőrződését gyors betemetődés tette lehetővé. Az egyes szintekben talált, kehellyel felfelé betemetődött magános korall fauna gyenge vízmozgású környezetre utal (MIHÁLY S., 1971). Időszakonkénti erős vízmozgást az organogén detrituszos mészkövek jeleznek (MONOSTORI M., 1971).

A lepusztulási területet metamorf kőzetek alkották. A mikromineralógiai preparátumokban mutató piroxén és bázisos plagioklász a kőzetegyüttestől teljesen idegen neutrális effúziumra utalhat. Az ólomércbányászat során a vízei összetételben andezites kőzet is mutatkozott, melyet azonban a Szb-9. és 10. sz. fúrások nem tártak fel.

A kvarcfillit törmelék jelenléte a vízei homokkövekben, valamint együtt-előfordulása mezozónás metamorfitokkal arra mutat, hogy képződése a variszkuszi metamorfózissal nem lehet kapcsolatos. Érdekes viszont az a tény, hogy erősebben metamorf kőzeteket erről a területről eddig nem ismerünk, s a kvarcfillit, mely magasabb helyzetű lehetett a gneiszeknél, jelenleg felszínen is előfordul.

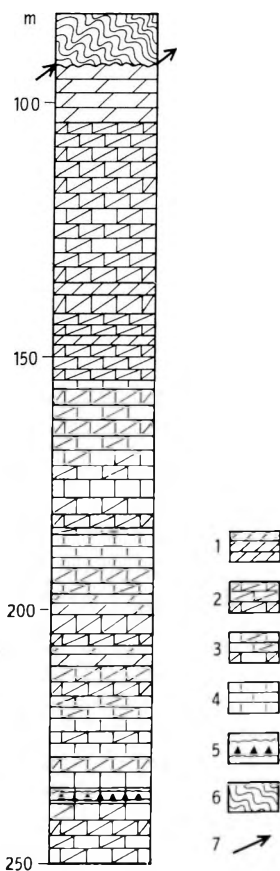
## IV. POLGÁRDI MÉSzkő ÖSSZETÉTEL

### 1. A földtani megismerés története

Először WINKLER B. tett említést 1870-ben az Úrhida—Polgárdi között található mészkövekről, s azokat a devonba sorolta. Erről Lóczy L. (1913) munkájából értesülünk. Lóczy L. utalt a kőzet dolomit, máshol limonitos jellegére, és a galenitfészkekre. A mészkő réteglapjait szericites—fillites bevonatúnak észlelte, s aktinolitot is talált. A polgárdi mészkövet a Balaton-felvidéki ópaleozoós sorozat legidősebb tagjának tekintette, a filliteket a fedőjébe helyezte.

VENDL A. (1924—1926) a Somlyó-hegy mészkövében tremolitot és aktinolitot talált, képződésüket kontakt metamorf hatással hozta kapcsolatba. A sziderites, limonitos, mangános kőzettípusok képződését metasomatikus hatással magyarázta. Utalt a kovásodott kőzetek jelenlétére, fluorit előfordulást is jelzett. Tercier effúziókat követő posztvulkáni tevékenységhez fűzte a hidrotermális tevékenységet.

TELEKI G. (1941) tektonikai vizsgálatok alapján idősebbnek tartotta a gránitnál és filliteknél, s a devonba helyezte. 1941. évi munkájában a fillitesoporttal együtt a felsődevon—alsókarbonba sorolta.



11. ábra. A Szabadbattyán-9. sz. fúrás polgárdi mészkő szakaszának szelvénye

1. Dolomit, 2. meszes dolomit, 3. dolomitós mészkő, 4. mészkő, 5. kvarefillit breccsa, 6. kvarefillit, 7. feltolódás

Abb. 11. Profil des Kalksteinkomplexes von Polgárdi in der Tiefbohrung Szabadbattyán-9

1. Dolomit, 2. Kalkiger Dolomit, 3. Dolomitischer Kalkstein, 4. Kalkstein, 5. Quarzphyllit-breccie, 6. Quarzphyllit, 7. Aufschichtung

*Fekvéje:* vízi bitumenes mészkő összlet, az említett Szb-5. sz. fúrásban balatonfőkajári típusú kvarefillit. — *Fedője:* felsőpannóniai, pleisztocén, illetve az Szb-9. sz. fúrásban tektonikus helyzetű kvarefillit. — Átfúrt maximális vastagsága 313 m.

KISS J. (1951) ismertette a kristályos mészkő összlet közettípusait, gyűrt és töredezett szerkezetét. Korbesorolásáról a következő véleményt közölte: „A kristályos mészkő dőlési adatai, a két összlet települési viszonyai nem jelzik a két összlet áttolt helyzetét, hanem feltételezi a kristályos mészkő priori diszkordáns települését, majd a pala sorozatra való pikkelyezését rögzíti. A kristályos mészkő összlet a faunisztikailag igazolt alsókarbonnál fiatalabb, felsőkarbon képződménynek tételezzük fel.” (pp. 270–271)

FÖLDEVÁRI A. (1952) kontakt metamorf képződménynek írta le. Szerinte az alsókarbon összletre feltolódott, annál idősebb, devonba sorolható, de nem egyezik a nyugat-magyarországi devon kifejlődésekkel.

JANTSKY B. (1957) a Balaton-felvidéki fillit sorozat tagjának tekintette, kambroszilur – esetleg devon időszakokat átfogó képződéssel, mely a breton szakaszban szenvedett regionális metamorfózist.

VADÁSZ E. (1960) a szilur – devonba sorolta.

A mészkőkutatások során létesített fúrások és feltárások vizsgálati eredményeit JUGOVICS L. (1967, 1969) foglalta össze. A jelenleg Szabadbattyán-5. sz. fúrásként számon tartott Szárhegy-2. sz. fúrásban a kristályos mészkő alatt 312,9–327,2 m között feltárt fillitet a képződmény fekvőjének tekinti.

BALLA Z. (1967) tektonikai elemzés alapján vonja kétségbe a kristályos mészkő fillit összlethez tartozását.

BUBICS I. (1967) a Révfülöp környékén felszínre bukkanó „karbonátos agyagpala sorozat” tagjának tartja s a devonba sorolja.

MAJOROS GY. (1971) a bitumenes mészkőre rátelepült, annál fiatalabb képződménynek tekinti.

SZILÁGYI E. (1971) a kőzet metamorf jellegét hangsúlyozta.

BALOGH K. – BARABÁS A. (1972) a Balaton-felvidéki prekarbon fillit sorozat tagjaként értelmezi.

WEIN GY. (1972) a devonnak tartott kristályos mészkőnek az alsókarbonra való pikkelyeződését a szudéta fázishoz kapcsolja.

## 2. Települési viszonyok, kor

Az összlet ősmaradványt nem tartalmaz, csupán KISS J. (1951) említett egy magános korallt, ami a mészkőből került elő. MAJOROS GY. a Polgárdi-ipartelepi kőfejtőből gyűjtött egy meghatározásra alkalmatlan magános korallt. A lelőhely és a maradványról készült vékonycsiszolat fényképét a XIV. táblán mutatjuk be.

Az összlet Szabadbattyán és Polgárdi között mintegy 2,5 km hosszú, 150–500 m széles vonulatban bukkan a felszínre. Hasonló kőzetek jelenlétét a perm konglomerátumból, illetve néhány fúrásból jelezték, tényleges azonosításuk azonban nem történt meg.

*Fekvéje:* vízi bitumenes mészkő összlet, az említett Szb-5. sz. fúrásban balatonfőkajári típusú kvarefillit. — *Fedője:* felsőpannóniai, pleisztocén, illetve az Szb-9. sz. fúrásban tektonikus helyzetű kvarefillit. — Átfúrt maximális vastagsága 313 m.

## 3. Kőzettani vizsgálatok

Kőzettani vizsgálatokat a polgárdi kőfejtőkből és a Szabadbattyán-9. és 10. sz. fúrásból származó mintaanyagokon végeztünk (11. ábra).

### a) Fizikai tulajdonságok

A mészkő színe igen változatos: fehér, világos kékesszürke, rózsaszín, sárga, barna, gyakran tarka. Finomkristályostól durva-pátosig változó szemnagysággal. A szín és szemnagyság nagyobb kőzetfelületen is homogén lehet, vagy sávós (finomsávós), foltos váltakozást mutat. Tömör és porózus, üreges, földes szövettű típusai egyaránt előfordulnak. Zavartalan szerkezetű és breccsás szakaszokat a felszíni feltárásokban és a fúrásokban több szintben is lehetett észlelni.

## b) Ásványos és kémiai összetétel

Az összetétel karbonáttartalma 59,4–100%, az oldási maradék mennyisége 0,12–35,52% között változik. Az oldási maradékból készült *röntgendiffrakciós* felvételek 2M és 1M típusú muszkovit, klorit, kvarc, kálföldpát, limonit, a derivatográfós felvételek muszkovit, illit, kvarc, limonit jelenlétét mutatták ki.

A mészko egy sztilolit felületének kipreparált anyagát, *röntgenvizsgálat* alapján, 80% 1M típusú muszkovit, 10% kvarc, 10% kalcit + dolomit alkotja.

A teljes kőzetmintákból készült *derivatográfós vizsgálatokkal* 0–97% kalcit, 0–92% dolomit, ankerit, limonit és illit mutatható ki. Ankerit a minták 20%-ában, illit a minták 30%-ában jelentkezik.

A részleges *kémiai vizsgálatok* az alábbi elemek szélső értékeit állapították meg:

CaO	21,89–53,35%
MgO	0,40–16,97%
MnO	0,30–2,60%
FeO	0,06–6,10%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,14–21,54%
összvas (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -ban)	0,24–21,98%

A Ca–Mg arány alapján gyengén meszes dolomittól mészkoig terjedő kőzettípusok különíthetők el.

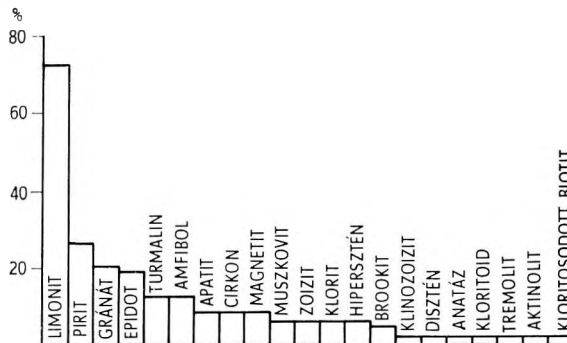
Vékonycsiszolatos vizsgálatok alapján megállapítható, hogy a kőzet teljesen átkristályosodott, R. L. FOLK osztályozása szerint (1956) a  $\zeta$  fázisba sorolható, melyre az jellemző, hogy eredeti szöveti maradványt nem tartalmaz. Az egyes karbonátkristályok saját alak nélküliek, vagy hipidiomorfak. Így G. FRIEDMAN–J. SANDERS (1967) által az átkristályosodott karbonátokra javasolt beosztás szerint a kőzet túlnyomórészt xenotópos, ill. hipidiotópos textúrájú (XV. tábla). A szemnagyság egyenletes, s igen jellegzetes a sávós váltakozás is. Ritkább a különböző mértékben kristályosodott részek foltos–szabálytalan jelentkezése.

Idiomorf karbonátkristályok is megfigyelhetők. Általában erősen limonitosodtak, vagy limonitosodott külső zónával rendelkeznek, s durvakristályos, pátitos karbonátot szorítanak ki (XVI. tábla). Ekkor jön létre az ún. poikilotópos szövet, ilyenkor nagyobb kristályok zárnak magukba tőlük eltérő összetételű kisebb szemcséket. A karbonát mellett alárendelt mennyiségben sajátalakú, erősen karbonátzárványos autigén kvarc, finomeloszlású, finomkristályos kvarcit, csillámtörmelék, agyagos foltok és autigén földpát ismerhetők fel.

Az összetételből készült mikromineralógiai preparátumokban (50 db) a nehézasvány mennyisége 0,004–10,0% között változott (XVII. tábla). A magasabb értékeket vagy pirit, vagy pirit utáni alakot képező limonit szolgáltatja. E két ásvány mennyisége egy-egy mintában 100 szemcseszázalékig is dúsult, a gránát és klorit 10–20 szemcseszázalékot ért el. A többi ásványból mintánként csupán 1–2 szemese jelentkezett. A nehézasványok gyakorisági diagramját a 12. ábrán tüntettük fel. A leukoxén és biotit kivételével a nehézasvány összetétel teljesen megegyezik a szabadbattyáni mészko összetételével.

A könnyűfrakciót (a Szb-9. sz. fúrásban 247,0 m-ig megfigyelt) autigén kvarc, kvarcit, szericites kvarcit, szericites kőzettörmelék és plagioklász alkotja.

A polgárdi mészko összetétel kémiai alkotóinak átlagos és szélső értékeit (teljes kémiai elemzés alapján) a 8. táblázatban foglaltuk össze.



12. ábra. A polgárdi mészko összetétel nehézasványainak gyakorisága

Abb. 12. Häufigkeit der Schwermineralien im Kalksteinkomplex von Polgárdi

8. táblázat

A polgárdi mészko összetétel kémiai alkotóinak átlagos és szélső értékei (%)

	Min.	Max.	Átlag
SiO <sub>2</sub>	0,61	9,03	3,06
TiO <sub>2</sub>	—	0,25	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	1,02	0,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	18,60	6,37
FeO	—	4,73	0,47
MnO	0,02	2,60	1,19
MgO	0,70	16,86	5,53
CaO	33,11	53,63	41,94
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,12	0,09
K <sub>2</sub> O	—	0,25	0,03
nedv.	—	0,90	0,24
CO <sub>2</sub>	32,06	44,24	38,93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,04	0,05

A vizsgált minták száma: 12 db

Elemző: OFKEV Komló Laboratóriuma

A polgárdi mészkő összlet nyomelemátlagai a Szab-9. és 10. sz. fúrások anyagai alapján (g/t)

	B	Mn	Cu	Pb	Ga	V	Ti	Zn	Ni	Co	Sr	Cr	Ba	Li
Szb-10. sz. f. (10)	16	463	18	9	—	7	160	125	2	1	203	2	614	41
Szb-9. sz. f. (35)	7	596	—	110	1	15	462	297	4	1	307	9	266	56

(10) elemzett minták száma

A Szabadbattyán-9. és 10. sz. fúrások polgárdi mészkő szakaszainak nyomelemátlagait a 9. táblázatban foglaltuk össze. Dúsulás a Pb (tízszerez) és Zn (tizenegyszerez) esetében jelentkezett, az összletből ismert metasztatikus ércesedésnek megfelelően.

A vizsgált, permnél idősebb képződmények közül a polgárdi mészkő összletben fordult elő maximális mennyiségben a Mn (6000 g/t), az Pb (1600 g/t) és a Zn (6000 g/t).

Az egy mintában tapasztalt maximális értéket tekintve az Pb és Zn esetében két nagyságrendnyi, az Ag és Mn esetében egy nagyságrendnyi dúsulást tapasztaltunk.

A minták 100%-ában kimutatható volt a Cu, Mn, Li. Az üledékes átlagnál nagyobb értékek egyetlen elem esetében sem haladták meg az 50 gyakorisági százalékat.

#### 4. Képződési viszonyok

A polgárdi mészkő összlet teljesen átkristályosodott, néhány meghatározhatatlan korallon kívül ősmaradványt nem tartalmaz. Ezek a leletek is rögzítik azonban normális sótartalmú tengervízben történt képződését.

Az ásványtani vizsgálatok a kőzet kontakt jellegét nem erősítették meg. A nehézasvány-együttes, az 1M típusú muszkovit jelenléte, a diagenetikus jegyeket tükröző kovasav alapján a kőzetet nem sorolhatjuk metamorf képződmények közé.

Az irodalomban eddig közölt adatokkal szemben hangsúlyozzuk az összlet dolomittartalmát. Jóllehet adataink nem elégségesek a Mg eredetének megközelítéséhez, a kőzet szöveti jegyei, az ólom-cinkércesedés jelenléte, a megnövekedett vas-mangántartalom epigenetikus dolomitizálás gondolatát vetheti fel.

Az a tény, hogy a régebbi fúrások anyagát csak leírásból ismerjük, valamint a terület igen bonyolult tektonikája nem tette lehetővé az összlet korának megnyugtató módon való tisztázását. A Szabadbattyán-9. sz. fúrásban a bitumenes és ankerites mészkő összlet települési jellegei (a bitumenes mészkőben megjelenő, majd egyre szaporodó bitumenmentes rétegek jelenléte), a kőzetszövet, a kémiai összetétel változásának fokozatossága, a két összlet hasonló nehézasvány-együttese arra utalhat, hogy a polgárdi mészkő összlet folyamatosan fejlődik ki a vízei összletből. Így az alsókarbon felső részébe, vagy a felsőkarbon alsó részébe sorolható.

### V. FÜLEI KONGLOMERÁTUM ÖSSZLET

#### 1. A földtani megismerés története

WINKLER B. (in LÓCZY L., 1913) a Füle melletti kvarckonglomerátumot a devonba sorolta.

LÓCZY L. (1913) leírása szerint a konglomerátum anyaga főleg kvarcit, ritkábban fillit, szericitos kvarcitpala és fekete kvarcit. Azonosította a Balaton melléki perm konglomerátummal.

TELEKI G. (1941) a konglomerátum anyagában kvarcit, kvarcitos fillit, szericitfillit és „agyagosan elváltozott fillit” kavicsok jelenlétét írta le.

A képződményt egészen a hatvanas évekig egyértelműen a permbe sorolták. 1961-ben telepítette a MÉV a Polgárdi-2. sz. fúrást, melynek 230 m körüli szakaszából kikerült sporomorpha-együttes alapján BARABÁSNÉ STUHL Á. (1971) az összlet képződéséről a felsőkarbon wesztfáli emeletet jelölte meg.

Az összlet rövid kőzettani jellemzését JÁMBOR Á. — KÖRPÁS L. (1971) ismertette.

## 2. Települési viszonyok, kor

Az összlet felszínen csak a fülei Kő-hegyen fordul elő. Fekvőjét és maximális vastagságát nem ismerjük. Fedője felsőpannóniai. Eddig három fúrás tárta fel.

Az előzőekben említett Polgárdi-2. sz. fúrás mintegy 600 m-t haladt szürke és vörös konglomerátum és homokkő, valamint breccsa váltakozásából álló rétegsorban, fekvőjét nem érte el.

Az Úrhida-2. sz. fúrás az összlet 88 m-es szakaszát tárta fel.

A paleozoós képződmények átfogó vizsgálata keretében mélyített Füle-2. sz. fúrás 300,0 m-ben a képződményben állt le. A fúrás 115,5 – 128,0 m és 201,0 – 292,4 m közötti szakaszaiból kikerült

A fülei felsőkarbon növénymaradványok fajlító táblázata

10. táblázat

N é v	K o r								
	felsőkarbon								
	namuri		westfáli				stefáni		
	A	B	A	B	C	D	A	B	C
<i>Asterophyllites longifolius</i> STERNBERG									
<i>Pecopteris lamurensis</i> (HEER) CORSIN									
<i>Pecopteris koenigi</i> P. CORSIN									
<i>Pecopteris cyathea</i> SCHLOTHEIM									
<i>Pecopteris hemitelioides</i> BRONGNIART									
<i>Pecopteris feminaeformis</i> (SCHLOTHEIM) STERZEL									
<i>Neuropteris tenuifolia</i> SCHLOTHEIM									
<i>Neuropteris obliqua</i> BRONGNIART									
<i>Cordaites angulosostratus</i> G. EURY									
<i>Cordaites principalis</i> (GERMAR) GEINITZ									
<i>Alethopteris grandini</i> BRONGNIART									

spóra – pollen anyag BÓNA J. (1972) vizsgálatai szerint azonosítható a Polgárdi-2. sz. fúrásból meghatározott együttesel. Elemzése szerint felsőkarbon korú és nem idősebb a westfáli emelet legfelső szintjénél.

A Füle-2. sz. fúrás 127,5 – 132,2; 150,0 – 160,0; 253,2 – 260,0 m közötti rétegeiben növénymaradványok is mutatkoztak, melyeket MIHÁLY S. meghatározása alapján ismertetünk (XVIII – XXII. tábla és 10. táblázat).

A vizsgált anyagban a *Pecopterisek* és *Cordaitesek* fordultak elő a legnagyobb számban. A meghatározott fajok fajlítóit alapján az összlet képződésüél a felsőkarbon westfáli – alsóstefáni emeletei jelölhetők meg.

## 3. Kőzettani vizsgálatok

Kőzettani vizsgálatokat a Füle-2. sz. és Úrhida-2. sz. fúrások anyagán végeztünk.

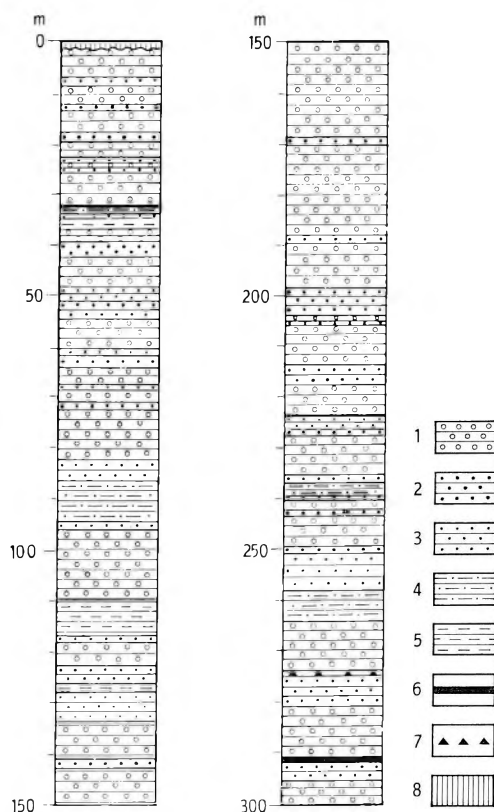
A Füle-2. sz. fúrás 0,2 – 300,0 m-ig konglomerátum és homokkőrétegekben haladt, melyek aleurit és kőszenes, ill. növénymaradványos palás agyag közbetelepüléseket tartalmaztak.

A megismert rétegsorban (13. ábra) a konglomerátum + homokkő/aleurit – agyag arány (homok – pala viszonyszám; KRUMBEIN, 1955) 5,2. Durvaszemű konglomerátumtól aleurit agyagig terjedő kőzettípusok különíthetők el. A különböző szemnagyságú rétegek váltakozása ciklusos felépítésű összletet rajzol elénk. Néhány kőzettípusa a XXIII. táblán látható.

### a) Fizikai tulajdonságok

Az összlet színe a fúrás felső szakaszán vörösbarna, sárga – zöld – szürke – tarka, a mélyebb szinteken homogén zöldesszürkévé válik. A szervesanyagban dús rétegek színe sötétszürke, fekete. A szervesanyag szénülési foka barnakőszén – feketekőszén állapotot ért el (4. ábra).





13. ábra. A Füle-2. sz. fúrás szelvénye

1. Konglomerátum, 2. homokkő, 3. aleurit, 4. aleuritos agyagkő, 5. agyagkő, 6. agyagos kőszén, 7. aleurit-kavics, 8. lejtőtörmelék

Abb. 13. Profil der Tiefbohrung Füle-2

1. Konglomerat, 2. Sandstein, 3. Aleurit, 4. Aleuritischer Tonstein, 5. Tonstein, 6. Tonige Steinkohle, 7. Aleuritgeröll, 8. Abhangschutt

hogy a Balaton-felvidéken és Balatonfőn ismert, az idős kvareporfirtól elkülönített, s az alsópermbe sorolt kvareporfíron kívül a felsőkarbon előtt is működött kvareporfír vulkanizmus.

Az egyes kőzettípusok mennyiségi viszonyairól a következő megállapítások tehetők. Leggyakoribb a kvarcit, csillámkvarcit és kvarcfillit. Arányuk változik a különböző rétegekben, de mindig ezek alkotják a törmelék fő anyagát. A többi kőzet alárendelt. A mennyiségi változások tendenciát nem mutatnak a mélység függvényében.

A homokfrakciót vékonycsiszolatos vizsgálatok alapján kvarc, kvarcit, muszkovit, földpát és ritkán megfigyelhető klorit – muszkovitból álló csillámkötegek alkotják. A csillám mennyisége változó, általában nagy, egyes mintákban meghaladja a kvarc + kvarcit együttes mennyiségét is. Földpát ritkán azonosítható.

A szemcsék alakja szögletes, szemcsekontaktus általában nem figyelhető meg a sok csillám miatt. Néhány mintában elterjedtek a hosszú – egyenes sík és folyamatos konvex – konkáv típusok. A kötőanyag agyagásvány, kova-karbonát. A karbonát mennyisége változó, teljesen karbonátmentes és max. 20% karbonátot tartalmazó típusok fordulnak elő. Pátitos foszlányok formájában jelentkezik, illetve csillám és kvarcsemmeket szorít ki, vagy vesz körbe, s ez arra utal, hogy részben diagenetikus származású.

Az egyes rétegekből készített szemcseeloszlási görbék két vagy három maximumot mutatnak (14. ábra).

A TRASK-féle osztályozottság 3,0 – 7,62 közötti értéket vesz fel, tehát igen rossz.

Az összetételt jól rétegzett, mely szemcsenagyság és anyagváltozásból adódik. Egy esetben konvolut rétegzést lehetett megfigyelni (XXIV. tábla).

#### b) Ásványos összetétel

A k a v i c s szemnagyságú frakciót az alábbi négy típusba különíthető kőzetek alkotják (XXV – XXVII. tábla):

##### 1. Balatonfő-kajári kvarecfillit sorozat kőzettípusai:

kvarcit  
szericitkvarcit  
csillámkvarcit  
kloritos kvarcit  
karbonátos kvarcit  
kvarcfillit  
mészkvarecfillit  
fillit

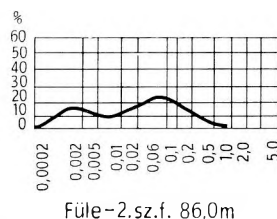
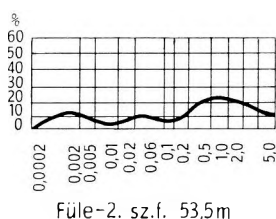
##### 2. Balaton-felvidéki pala sorozat kőzettípusai:

homokkőpala  
aleuritpala  
szericitpala  
többféle típusú lidit

##### 3. Gránátos csillám-pala

##### 4. Kvarcporfír

A konglomerátum anyagában csak néhány kisméretű kvareporfírkavics mutatkozott, így csak vékonycsiszolatos vizsgálatokra volt lehetőség. Úgy tűnik, hogy a Balaton-felvidékről ismert, fillit összetételbe tartozó kvareporfíroknál üdőbbek, az alapanyag jobban kristályosodott, préselés nyomait nem mutatja. Ez a tény arra utalhat,



14. ábra – Abb. 14.

A szemcsék nem irányítottak, csak a csillámban dús minták mutatnak orientációt.

A nehézasvány-társaság szegényes, lényegében a kvarcfillit járulékos ásványai alkotják. A vizsgált 19 db minta gyakorisági diagramját a 15. ábrán tüntettük fel.

Az aleurit-agyag szemnagyságú kőzeteket jellemzi a magas szervesanyag-tartalom. Röntgendiffrakciós vizsgálat alapján az alábbi ásványok alkotják:

kvarc	10–60%	muszkovit	50–60%
plagioklász}	ny.	illit – montmorillonit}	0–10%
kálföldpát}		kevert szerk.	
sziderit	0–10%	montmorillonit	0–10%
klorit	0–20%	kaolinit	10–40%

A kaolinit b-tengely szerint rendezett, az illit-kristályosság 3,0–6,5 közötti értékeket mutat (5. ábra).

#### c) Kémiai összetétel

Az összlet két homokkőmintájának teljes kémiai elemzése a 11. táblázatban látható.

Az összletből vizsgált homokkő- és aleurolitminták nyom-elemátlagát a 12. táblázatban tüntettük fel.

Gyenge dúsulást csak a Li mutatott a homokkőves mintákban, amit a csillámdúsulással magyarázhatunk.

A vizsgált paleozoós képződmények közül a fülei konglomerátum összletben találtuk a Co (100 g/t) és Li (250 g/t) maximális értékét. Egy nagyságrendnyi dúsulást az Ag mutatott az egy-egy mintában észlelt maximális értéket tekintve.

A paleozoós képződmények között a legnagyobb elemgyakoriságot a fülei konglomerátumban tapasztaltuk. 100% gyakorisággal a B, Ba, Cr, Cu, Ga, Mn, Li, Sr, Ti, V mutatható ki.

Az üledékes átlagnál nagyobb értékek egy elem esetében sem haladták meg az 50 gyakorisági százalékot.

Megállapítható, hogy az anomáliát mutató mintákban egy-szerre több elem is dúsul, s ezek túlnyomórészt szervesanyagban dús kőzettípusok.

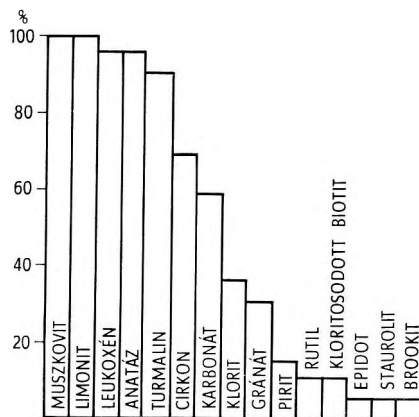
#### 4. Képződési viszonyok

A fülei törmelékes összlet sülyedő terület folyóvízi feltöltése által létrejött ciklusos felépítésű rétegsort képvisel. A megismert szelvényt igen sok ciklus alkotja, melyek összeolvadnak, egymástól ritkán különíthetők el. Egy ciklus vastagsága körülbelül 14 méterre tehető.

Az összletet túlnyomórészt a folyómeder fáciesének képződményei alkotják, a konglomerátum közé ékelődő „uszadékfák” maradványaival. Erre a fáciesre jellemző a szelvényben a 274,1–274,5 m között települt aleurolitkavicsokból álló réteg is. A finomszemű üledékek a növényi eredetű szervesanyag felhalmozódásával, szár- és levélmaradványokkal ártéri fáciesben képződtek.

A felsőkarbon folyó lehordási területét a metamorfizálódott s akkorra már kiemelkedett balatonfőkajári típusú kvarcfillit és a Balaton-felvidéki pala sorozat változatos kőzettípusai alkották. A terület felépítésében magmás kőzetek viszonylag kis szerepet játszottak. Az összleten belül többször is jelentkező lilászvörös kvarcitkavicsok hosszan tartó szárazföldi mállás folyamatáról tanúskodnak.

\* \* \*



15. ábra. A fülei konglomerátum összlet nehézasványainak gyakorisága  
Abb. 15. Häufigkeit der Schwermineralien im Konglomeratkomplex von Füle

11. táblázat

	1. %	2. %
SiO <sub>2</sub>	58,60	76,10
TiO <sub>2</sub>	0,78	0,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,05	10,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,95	0,24
FeO	4,63	4,12
MnO	0,50	1,46
MgO	1,90	1,40
CaO	0,35	0,35
Na <sub>2</sub> O	0,75	0,60
K <sub>2</sub> O	4,60	1,79
nedv.	—	0,32
CO <sub>2</sub>	0,63	1,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,02
Összesen:	97,76	98,42

1. Aprószemű, erősen csillámos homokkő, Füle-2. sz. f. 259,1–259,3 m  
2. Durvaszemű homokkő, Füle-2. sz. f. 294,7–299,9 m

Elemző: OFKTV Komlói Laboratórium

12. táblázat

#### A fülei konglomerátum összlet nyomelemátlagai (g/t)

	Homokkő (12)	Aleurolit (10)
B	47	54
Mn	419	723
Cu	41	100
Pb	14	40
Ga	18	20
V	108	125
Ti	4141	5050
Ag	0,35	0,35
Ni	21	24
Co	10	19
Zn	160	94
Sr	91	237
Cr	45	67
Ba	380	681
Li	117	106

(12) vizsgált minták száma

Illit-kristályosság, szénülési fok és agyagásvány-együttes összefüggése

Képződmény	Szénülési fok		Illit-kristályosság		Agyagásványok
	név	DTA csúcsok helyzete	átlag	szélső értékek	
Fülei konglomerátum összlet	barnakő-szén	520°—595°	4,5	3,0—6,5	muszkovit, klorit, kaolinit, illit—montmorillonit kevert szerk., montmorillonit
Polgárdi mészkő összlet					muszkovit 2M, muszkovit 1M, szericit, klorit
Szabadbattyáni mészkő összlet	barnakő-szén, feketekőszén	560°—620°	3,5	3,0—4,0	illit, klorit, kaolinit, montmorillonit
Balaton-felvidéki pala sorozat	feketekőszén	600°—640°	4,0	3,0—6,6	muszkovit, illit, klorit, kaolinit
Balatonfőkajári kvarcfillit sorozat	antracit, metaantracit	695°—705°	3,1	2,7—4,0	muszkovit, klorit

Összefoglalásul bemutatjuk a vizsgált, permnél idősebb képződményekben az illit-kristályosság, a szénülési fok és agyagásvány-együttes összefüggését (13. táblázat).

A balatonfőkajári kvarcfillit sorozat kőzeteiben csak a muszkovit és klorit található meg. Az illit-kristályosság 2,7—4,0 között változik, átlagosan 3,1, ami a metamorf zónába való tartozásra mutat. A szénülési fok antracit, metaantracit állapotot ért el.

A Balaton-felvidéki palákban megjelenik az illit és kaolinit is. Az illit-kristályossági fok szélesebb határok között változik (3,0—6,6), az átlagos érték 4,0 és az anchizónát jelzi. A szénülés a feketekőszén fokozatig jutott.

A szabadbattyáni alsókarbon kőzeteiben az illit, klorit, kaolinit mellett a montmorillonit is kimutatható. A kőzetszöveti sajátosságok mellett az agyagásvány-együttes is jelzi, hogy a kőzetek átalakulást nem szenvedtek. Az illit-kristályosság 3,0—4,0 közötti értékekkel (átlagosan 3,5) erősebben átalakult jeleket tükröz, mint a Balaton-felvidéki anchimetamorf palák. Ezzel összhangban a szervesanyag is viszonylag eléggé szénült. Mivel a szervesanyag e nagyobb szénülési foka elsősorban a megnövekedett hőmérsékleti viszonyokra utal, nem tartható kizártnak, hogy az alsókarbon összlet más tektonikai helyzetben, a mainál nagyobb mélységben települt, vagy, hogy a szabadbattyáni területen nagyobb mélységben jelenleg nem ismert, magmás kőzettest kontakt hatása érvényesült.

A polgárdi mészkőből sem szervesanyag, sem illit-kristályosság mérésére alkalmas mennyiségű agyagásvány nem került elő.

A fülei konglomerátumban találjuk a legváltozatosabb, már kevert szerkezeteket is tartalmazó agyagásvány-együttest. Az illit-kristályosság 3,0—6,5 között változik, átlagosan 4,5. Ezt az anchizónára jellemző átlagértéket azonban a kvarcfillitből származó, nagy mennyiségű, jól kristályosodott muszkovitesillám okozza.

## FÖLDTANI ÉRTÉKELÉS

A vizsgált terület igen jelentős tektonikai vonal mentén húzódik. Ez az úgynevezett Balaton-vonal, mely a periadriatikus vonal feltételezett folytatása. A periadriatikus vonal szerepe a variszku-szi orogén után vált hangsúlyossá, amikor törmelékes — szárazföldi és tengeri kifejlődésű felsőkarbon — perm területek érintkeznek e vonal mentén. E törésvonal feltételezett nyomvonalára, jelentőségére, a K-i és D-i Alpok, a Ny-i Kárpátok, Dinaridák, Balkanidák varisztkumára vonatkozó ismereteket H. W. FLÜGEL 1975-ös munkája öleli fel.

A Balaton-vonal permnél idősebb paleozoós képződményeinek ősföldrajzi kapcsolatai és fejlődéstörténete az alábbiakban vázolható:

I. A balatonfőkajári kvarcfillit sorozat kőzeteihez hasonló képződmények a környező területen nem ismertek, délnyugati folytatásukban (Gelse) fúrtak meg gyengén átalakult üledékes eredetű metamorfotokat. A kvarcfillitből készült radiometrikus koradatok az ordoviciumra utalnak. Ez az

időszak KOVÁCH Á. szerint az eredeti üledékképződés és metamorfózis közötti keverék korból adódik. A kvarcfillit átalakulása a variszkuszi orogénhez nem kapcsolható, mivel törmeléke a vízei összletben jelen van. A kiindulási kőzet ordoviciumi — ha a Balaton-felvidéki anchimetamorf palák között ordoviciumi kőzetek is szerepelnek, akkor ordoviciumnál idősebb — üledék lehetett, mely a kaledon, vagy az azt megelőző metamorfózis során alakult át. Amennyiben a vízei összletben jelenlevő kvarcfillittörmelék nem azonos a balatonfőkajári kvarcfillittel, fennáll annak a lehetősége, hogy a kvarcfillit a Balaton-felvidéki palákkal közös egységet képez, csak átalakulási fokuk más. A két sorozat érintkezését pontosan nem ismerjük, jelenlegi adataink alapján tektonikusnak tekinthető. Mivel átmeneti kőzettípusok nem kerültek elő, s a két sorozat eredeti kőzettani összetétele is eltérő, a kvarcfillit valóban variszkuszi előtti metamorfózis során keletkezett. A kaledon metamorfózis a Keleti- és Déli-Alpokban általában polimetamorfózis tagjaként mutatható ki, vagy üledékképződési és tektonikai jellegek utalnak rá. A radiometrikus koradatok 400–470 millió évvel ezelőtt lezajlott intraordoviciumi metamorfózist és magmás tevékenységet jeleznek. Szlovákiában a variszkusztól nem elkülöníthető paleozoós metamorfózisként értékelik. SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1969) megerősítette gyenge mértékét a hazai viszonylatban. WEIN GY. (1972) szerint a kaledon fázis csak vertikális mozgásokban jelentkezett.

2. A Balaton-felvidéki pala sorozat nagy vastagságú rétegsorból tevődik össze. Kőzettani analógia alapján a Szepes-Gömöri Érchegység kambroszilur sorozatával (JANTSKY B., 1957), az Alpok felsőordovicium — szilurjával (NAGY E., 1971) és az Alpok felsőordoviciumával (H. W. FLÜGEL, 1975) hasonlították össze. Eddig néhány bizonytalan leletől eltekintve csak szilur időszaki ősmaradványok kerültek elő belőle. A teljes sorozat korát jelenleg sem ismerjük. Fontos lenne az elterjedten nyomozható kvarcporfir és diabáz kőzetek vizsgálata, valamint a sorozatban elfoglalt helyzetük rögzítése is. A sorozatot a törmelékes kőzetek túlsúlya jellemzi, bár karbonátos betelepülések és változó mennyiségű karbonátot tartalmazó kőzettípusok is ismertek. A karbonát egy részéről kimutatható, hogy diagenetikus eredetű, tehát nem szükséges karbonátos fácies esetén devon időszaki képződést feltételezni. A sorozat kőzetei azonos átalakultsági fokot mutatnak a törmelékes és karbonátos kifejlődésekben és a feltárt mélységben (pumpellyit — prehnit — kvarc fácies). Mivel a vízei összlet ilyen jellegeket nem mutat, az átalakulás idejének felső határául a variszkuszi orogén breton fázisa jelölhető meg. A képződménynek a felsőkarbon westfáli emeletre történt kiemelkedését a fülei konglomerátumban való megjelenése rögzíti.

A karbon sorozat az alsókarbon vízei emeletével kezdődő sekélytengeri transzgresszió törmelékes és karbonátos üledékeiből (szabadbattyáni bitumenes mészkő), ankeritesedett — dolomitósodott karbonátkifejlődésből (polgárdi mészkő) és felsőkarbon westfáli konglomerátumból (fülei konglomerátum) tevődik össze.

3. A szabadbattyáni bitumenes mészkő elszigetelt helyzetű, az egyetlen faunával bizonyított alsókarbon Magyarországon. A legközelebbi ősmaradvány-tartalmú alsókarbon előfordulás a Kárpát-íven belül a Bihar hegység és a Déli-Kárpátok területén van (BALOGH K., 1964 in K. BALOGH — A. BARABÁS, 1972). H. W. FLÜGEL (1975) szerint a bitumenes mészkő faunája erősen emlékeztet a Nötschgraben csoportra (Nötsch-i karbon. Gailtal, Ausztria), ahol a felsővízeit szintén sekélytengeri képződmények alkotják, gyenge terrigén hatással. A felsővízeire tengeri konglomerátum és pala települ (namuri — westfáli), s erre a felpikkelyeződött karbonra következik a felsőkarbon stefáni permbe átnyúló kontinentális sorozata. A szabadbattyáni bitumenes mészkő tektonikusan érintkezik a Balaton-felvidéki anchimetamorf palákkal. Megerősítve FÖLDVÁRI A. (1952) megállapítását, a vízei kőzeteken erőteljes tektonikai igénybevétel mellett metamorf hatás nem észlelhető, szemben WEIN GY. (1972) felfogásával, aki az alsókarbon anchimetamorf rétegsornak tekintette.

4. A polgárdi mészkő és a szabadbattyáni bitumenes mészkő egymáshoz való viszonya még nem egyértelműen tisztázott. Tektonikus érintkezést sugall a polgárdi mészkőben található néhány cm-es kvarcfillitbreccsa. Ilyen breccsabetelepülések azonban nemcsak a vízei összlettel való érintkezésnél, hanem régebbi fúrásleírások alapján a mészkő belsejében is előfordulnak. Ezek a mészkő többszörös felpikkelyeződésére utalhatnak. Tektonikus érintkezés ellen a kristályossági fok, az ankeritesedés — dolomitósodás fokozatos változása, valamint a két kőzet azonos nehézasványspektruma szól. A vizsgálatok a polgárdi mészkő metamorf zónába való tartozását nem igazolták.

A szabadbattyáni bitumenes mészkő és a polgárdi mészkő gyűrt szerkezete a westfál D. előtt végbement orogén jelenségek következménye.

5. A fülei konglomerátumhoz hasonló felsőkarbon szárazföldi képződmények fúrásból a Villányi-hegység É-i előterében, felszínról a Tokaji-hegységből ismertek. H. W. FLÜGEL (1975) kimutatta, hogy a Keleti-Alpok területén a felsőkarbon kezdetéig néhol 10 km vastag rétegoszlop lehordásával kell számolni, ami azt jelenti, hogy arra az időre az eróziós területekről a paleozoikum nagy része — egészen az epimetamorf sorozatokig — lepusztult.

A fülei konglomerátum fekvőjét nem ismerjük, viszonya a bitumenes mészkőhöz és a polgárdi mészkőhöz nem tisztázott. Lepusztulási területét túlnyomórészt a kvarcfillit és Balaton-felvidéki palák alkották.

## IRODALOM — SCHRIFTTUM

- ALKER, A. et al. 1962: Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. — Neues Jb. Miner. Monatsh. 7. pp. 163—172.
- ÁRKAI, P. 1973: Pumpellyite—prehnite—quartz facies alpine metamorphism in the middle triassic volcanogenic-sedimentary sequence of the Bükk Mountains, Northeast Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 17. pp. 67—83.
- BALÁZS E. 1971: A Kisalföld medencealjazatának ópaleozóos kőzetei. — Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről. pp. 659—673.
- BALLA Z. 1967: A Dunántúl perm előtti képződményeinek szerkezetéről. — Földt. Közl. 97. pp. 15—28.
- BALOGH, K.—BARABÁS, A. 1972: The Carboniferous and Permian of Hungary. — Acta Univ. Szeged. Acta Min. Petr. 20. 2. pp. 191—207.
- BARABÁSNE STUHL Á. 1971: A Polgárdi-2. sz. fűrés palynológiai vizsgálatának eredményei. — Ősl. Viták 18. pp. 29—50.
- BÁRDOSY, GY.—KUZNIAROWA, A. L. 1962: Recherches petrographiques des sédiments siluriens dans la partie nord-est de la Pologne. — Kézirat.
- BÓNA J. 1972: Jelentés a Szabadbattyán-9. sz. fűrés mikrop plankton vizsgálatáról. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- BÖCKH J. 1872: A Bakony déli részének földtani viszonyai. I. rész. — Földt. Int. Évk. II. 2. pp. 31—145.
- BUBICS I. 1967: A Balaton-felvidéki átalakult palavonulat földtani—kőzettani felépítése. — Kézirat.
- CHILINGAR, G. V.—BISSEL, H. J.—FAIRBRIDGE, R. W. 1967: Carbonate rocks. — Development in Sedimentology 8. Elsevier.
- CIPRIANI, C.—SASSI, F. P.—BASSANI, C. V. 1968: La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorfico. — Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia. 24. pp. 3—37.
- CIPRIANI, C.—SASSI, F. P.—SCOLARI, A. 1971: Metamorphic white micas: Definition of paragenetic fields. — Schweiz. Min. Petr. Mitt. 51/1 pp. 259—302.
- DAPPLES, E. C. 1967: Diagenesis of sandstones. In „Diagenesis in Sediments”. — Development in Sedimentology 8. pp. 91—125.
- DETRE CS. 1971: A szabadbattyáni karbon Brachiopoda leletek. — Ősl. Viták 18. pp. 77—88.
- FAIRBRIDGE, R. W. 1967: Phases of diagenesis and authigenesis. In „Diagenesis in Sediments”. — Development in Sedimentology 8. pp. 19—89.
- FELVÁRI GY. 1971: Kristályossági fok vizsgálata hazai paleozóos képződményeken. — Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről. pp. 729—732.
- FLÜGEL, H. W. 1970: Fortschritte in der Stratigraphie des ostalpinen Paläozoikums (1964—69). — Zbl. Geol. Paläont. 1. pp. 661—687.
- FLÜGEL, H. W. 1975: Einige Probleme des Variscikums von Neo-Europa. — Geol. Rundschau 64. pp. 1—62.
- FOLK, R. L. 1956: Some informal thoughts on recrystallization in limestones. In „Carbonate rocks”. — Development in Sedimentology 9A.
- FÖLDVÁRI A. 1952: A szabadbattyáni ólomérc és kőületes karbonelőfordulás. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 5. 3. pp. 25—53.
- FÖLDVÁRI M. 1973: Metamorf kőzetek szervesanyag-tartalmának vizsgálata derivatográffal szénültési fok szempontjából. — Földt. Int. Évi Jel. 1971-ről. pp. 297—302.
- FRIEDMAN, G.—SANDERS, J. 1967: Origin and occurrence of dolostones. In „Carbonate rocks”. — Development in Sedimentology 9A. pp. 267—348.
- FÜCHTBAUER, H.—MÜLLER, G. 1970: Sedimente und Sedimentgesteine. — Stuttgart.
- GÓCZÁN F. 1971: Adatok az alsóörsi, szaltnaki és upponyi „szilur” kovapalák mikrop plankton vizsgálatához. — Ősl. Viták 18. pp. 13—20.
- HORVÁTH V. 1971: A Balaton-vonal metamorf képződményeinek összehasonlító földtani vizsgálata. — ELTE TTK Földtani Tanszék, kézirat.
- JANTSKY B. 1957: A Velencei-hegység földtana. — Geol. Hung. ser. Geol. 10.
- JÁMBOR Á.—KORPÁS L. 1971: A Dunántúli-középhegység kavicsképződményeinek rétegtani helyzete. — Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről. pp. 75—92.
- JUGOVICS L. 1945—46: Adatok a székesfehérvári mélyfűrés kőzetanyagának ismeretéhez. — Földt. Közl. 75—76. pp. 32—35.
- JUGOVICS L. 1967: A polgárdi mészkő földtani kutatása. — Építőanyag. 19. nov. pp. 406—413.
- JUGOVICS L. 1969: Adatok a hazai mészkövek és dolomitok kémiai összetételének ismeretéhez. — Földt. Int. Évi Jel. 1967-ről. pp. 143—189.
- JUHÁSZ Á. 1960: Balatonfelvidéki palcozóos magmatitok kőzettani vizsgálata. — Földt. Közl. 90. pp. 157—171.
- JUHÁSZ Á. 1962: A Balatonfelvidék perm homokkőösszetétel kvarcporfiranyagának eredete. — Földt. Közl. 92. pp. 160—173.
- KISCH, H. J. 1966: Chlorite-illite tonstein high rank coals from Queensland, Australia. — Amer. Journ. Sci. 264. 5. pp. 386—397.
- KISS J. 1951: A szabadbattyáni Szárhegy földtani és éregenetikai adatai. — Földt. Közl. 81. pp. 264—274.
- KISS J. 1963: Az epigén ásványképződés és szerepe a karbonátos kőzetekben. — Földt. Közl. 93. pp. 325—331.
- KOLOSVÁRY G. 1951: Magyarország perm-karbon koralljai. — Földt. Közl. 81. pp. 4—48. és pp. 171—185.
- KOVÁCH Á. 1970: Jelentés izotóp-kormeghatározási munkákról. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- KOVÁCH Á. 1972: Jelentés izotóp-kormeghatározási munkákról. — Földt. Int. Adattár, kézirat.

- KREBS, W. 1969: Über Schwarzschiefer und bituminöse Kalke im mitteleuropäischen Variseikum. — *Erdöl und Kohle* 22. pp. 2–6. és 62–67.
- KRUMBEIN, W.—SLOSS, L. 1955: *Stratigraphy and sedimentation*. — Freeman, San Francisco.
- KUBLER, B. 1967: Anchimetamorphisme et schistosité. — *Bull. C.R.P. S.N.P.A.* 1. pp. 259–278.
- LARSEN, G.—CHILINGAR, G. 1967: *Diagenesis in sediments*. — *Development in Sedimentology* 8. Elsevier.
- LOGVINENKO, N. V. 1968: Posztgyiageneticeszkije izmenenyija oszadocsnuh porod. — *Nauka, Leningrád*.
- LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — *A Balaton Tud. Tanulm. Eredm. I. rész. 1. szakasz*, pp. 1–617.
- MAJOROS GY. 1969: Javaslat a balatonfői karbon képződmények földtani kutatására. — *Földt. Int. Adattár*, kézirat.
- MAJOROS GY. 1971: A balatonfői újpaleozóikum kutatása. — *Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről*, pp. 675–676.
- MAJOROS GY. 1974: A Balaton környékének geológiai képződményei. — *Balaton monográfia. Panoráma*.
- MIHÁLY S. 1971: A szabadbattyán–kőszárhegyi bitumenes mészkőösszlet alsó-karbon korallfaunájának újra-vizsgálata. — *Ősl. Viték* 18. pp. 51–76.
- MIHÁLY S. 1973: A szabadbattyáni Kőszár-hegy alsókarbon koralljainak revíziója. — *Földt. Int. Évi Jel. 1971-ről*, pp. 249–276.
- MONOSTORI M. 1971: Jelentés a szabadbattyáni fúrásokban harántolt karbon bitumenes mészkőösszlet mikrofácies vizsgálatáról. — *Földt. Int. Adattár*, kézirat.
- MÜLLER, G. 1967: Diagenesis in argillaceous sediments. In „*Diagenesis in sediments*”. — *Development in Sedimentology* 8. pp. 127–177.
- NAGY E. 1971: Magyar- és Magyarország 1:500 000 léptékű mélyföldtani térképéhez, a permnél fiatalabb képződmények elhagyásával. — *Kézirat*.
- ORAVECZ J. 1964: Szilur képződmények Magyarországon. — *Földt. Közl.* 94. pp. 3–9.
- ORAVECZ J. 1965: Szilur kőzetkavicsok földtörténeti szerepe törmelékes összeleteinkben. — *Földt. Közl.* 95. pp. 401–405.
- PETTIJOHN, F. J. 1960: Chemical composition of sandstones. Excluding carbonate and volcanic sands. — *Geol. Surv. Prof. Paper* 440-S.
- POLLNER J.—JANTSKY B.—SZILAS GY. 1960: Zárójelentés a szabadbattyáni (falubattyáni) ólomércelőfordulás földtani viszonyairól, valamint az ércbányászatról és hasznosításáról. — *Kézirat*.
- SASSI, F. P. 1972: The petrographical and geological significance of the  $b_0$  values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps. — *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 18. pp. 105–113.
- SCHAFARZIK F. 1911: A Balatonfelvidéken és a Déli Bakonyban található régibb erupciós kőzetek és néhány szedimentum közettani vizsgálata. — *A Balaton Tud. Tanulm. Eredm. I. 1. Petrográfiai függelék*.
- SCHWAB M. 1960: Az 1957–58. évi távlati kutatófúrások. — *Földt. Int. Évi Jel. 1957–58-ről*, pp. 309–323.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1969: Gesteinsmetamorphose und Tektonik im Karpat-Balkan-Dinarischen Gebiet. — *Karpat-Balkan Geol. Ass. IX. Kongr.*
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—BUBICS, I.—JUHÁSZ, Á.—ORAVECZ, J.—PANTÓ, G.—SZEPESHÁZY, K. 1967: Metamorphose in Ungarn. — *Acta Geol.* 11. 1–3. pp. 49–58.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—JUHÁSZ, Á.—BALÁZS, E. 1969: Erläuterung zur Karte der Metamorphite von Ungarn. — *Acta Geol.* 13. pp. 359–383.
- SZEPESHÁZY K. 1971: Az Alföld premezozóos képződményei. — *Kézirat*.
- SZILÁGYI E. 1971: A szabadbattyán–polgárdi mészkővonulat földtani–szerkezeti viszonyai. — *ELTE TTK Földtani Tanszék, kézirat*.
- TEICHMÜLLER, M.—TEICHMÜLLER, R. 1967: Diagenesis of coal. In „*Diagenesis in sediments*”. — *Development in Sedimentology* 8. pp. 391–415.
- TELEKI G. 1941: Adatok Felsőörs és környékének földtani viszonyaihoz. — *Földt. Int. Évi Jel. 1936–38-ról. I.* pp. 295–301.
- TELEKI G. 1941: Polgárdi környékének paleozoikus képződményei. — *Földt. Int. Évi Jel. 1936–38-ról. I.* pp. 311–328.
- TELEKI G. 1941: Adatok a dunántúli paleozoikum tektonikájához. — *Földt. Közl.* 71. pp. 205–212.
- TURNER, F. J. 1968: *Metamorphic petrology*. — McGraw-Hill.
- VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. — Akad. Kiadó. Budapest.
- VENDL A. 1924–1926: A Somlyó- és Szárhegy geológiája s egykori hévforrásai. — *Hidr. Közl.* 4–6. pp. 37–44.
- VICZIÁN I. 1971: Agyagásványok diagenézise. — In „*Az üledékes petrológia újabb eredményei*.” pp. 249–282.
- WEIN GY. 1972: Magyarország neogén előtti szerkezetföldtani fejlődésének összefoglalása. — *Földr. Közl.* 20. pp. 302–328.
- WEIN, GY. 1973: Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen im Untergrund des Neogens von Ungarn. — *Jb. Geol. B. Anst.* 116. pp. 85–101.
- WINKLER, H. G. F. 1965: *Die Genese der metamorphen Gesteine*. — Springer Berlin. Heidelberg. New York.



# PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNG EINIGER PRÄPERMISCHEN BILDUNGEN DER BALATON-LINIE

## EINLEITUNG

Die geologische Arbeiten, die das Paläozoikum dieser Gegend behandelt haben, mangels stratigraphischer und eingehender mineralogisch-petrographischen Untersuchungen konnten bloss eine allgemeine Charakterisierung der Bildungen und der tektonischen Verhältnisse geben. Die Verfasser stützen sich bei der geochronologischen Einstufung auf die Lagerungsverhältnisse und auf grosszügige petrographische Analogien. Ein sehr bedeutender Schritt war die Identifizierung silurischer Fossilien.

In der Umgebung von Polgárdi, die Erzindikationen und die industrielle Brauchbarkeit der Kalksteine förderten die eingehende Forschungsarbeit. Die Tätigkeit des Mecseker Erzbergbau-Unternehmens (MÉV) trug wertvolle Angaben zur Verbreitung des präpermischen Paläozoikums bei, doch keine zusammenfassende Bearbeitung der Laboruntersuchungen ist veröffentlicht worden. Dementsprechend wurden die eingehende petrographische Untersuchung und die Aufklärung der gegenseitigen Beziehungen dieser Bildungen als Ziel der vorliegenden thematischen Arbeit gesetzt.

Im studierten Gebiet vertreten das Paläozoikum sedimentäre Gesteine, Metamorphite vom Grünschiefer-Fazies, sowie Übergangsbildungen zwischen diesen beiden Bildungen. Deswegen mussten einige neue Untersuchungsmethoden eingeführt werden:

1. Bestimmung des Kristallisationsgrades des Illits.
2. Bestimmung des Inkohlungsgrades. Die sich in Funktion der Mächtigkeit der Hangendschichtenfolge erhöhende Temperatur wird am besten durch den Inkohlungsgrad der organischen Substanz reflektiert, dessen derivatographische Bestimmung von M. FÖLDVÁRI erläutert wurde (1973).

Die Entwicklung unserer Kenntnisse in Bezug auf die Geologie der Gegend ist in Tabelle 1 zusammengefasst.

Abb. 1 ist die Lagenskizze der untersuchten Tiefbohrungen und der oberflächlichen Probenahmen. Abb. 2 veranschaulicht ein ideales Profil der paläozoischen Bildungen der Gegend, u. zw.

- I. Quarzphyllitserie von Balatonfőkajár,
- II. Schieferserie des Balaton-Hochlandes,
- III. Kalksteinkomplex von Szabadbattyán,
- IV. Kalksteinkomplex von Polgárdi,
- V. Konglomeratkomplex von Füle.

## I. DIE QUARZPHYLLITSERIE VON BALATONFŐKAJÁR

### Alter und Lagerungsverhältnisse

Aus dieser Serie, ihrem metamorphisierten Zustand entsprechend, ist bis jetzt kein Fossil zum Vorschein gekommen. Die absolute Altersbestimmungen (Á. KOVÁCH, 1970, 1972) ergaben (mittels der Rb-Sr-Methode) 472 M. J. für das Quarzphyllit des Somlyó-Berges bei Balatonfőkajár, und  $415 \pm 20$  M. J. für das Phyllit von 418,8 m Teufe der Tiefbohrung Ságvár-2. Das Liegende ist nicht bekannt; das Hangende besteht aus Andesit eozänen Alters. In der Umgebung von Szabadbattyán ist diese Serie in einer komplizierten tektonischen Lage, im Liegenden, im Hangenden (aufgeschoben) des Kalksteinkomplexes und sogar innerhalb desselben bekannt.

Die grösste durchbohrte Mächtigkeit beträgt etwa 130 m, aber die Gesamtmächtigkeit der Serie kann auf mehrere Hundert Meter geschätzt werden. An der Oberfläche ist die Serie am Somlyó-Berg bei Balatonfőkajár bekannt. Sie wurde an der Südküste des Balatonsees in den Tiefbohrungen Balatonbozsok-1, Ságvár-2, in der Umgebung von Polgárdi in den Tiefbohrungen Polgárdi-3, Jenő-2, Szabadbattyán-5, -7 und -9 erschlossen.

1. Tabelle

	L. LÓCZY 1913	G. TELEKI 1941	J. KISS 1951	A. FÖLDVÁRI 1952	B. JANTSKY 1957	J. ORAVECZ 1964	E. SZÁDECZKY -KARDOSS et al. 1968–1969	A. BARABÁS- STUHL 1971	GY. MAJOROS 1971	E. NAGY 1971	K. BALOGH A. BARABÁS 1972	GY. MAJOROS 1974	GY. FELVÁRI 1975
PERM	Konglomerat von Füle	Konglomerat von Füle	Quarzporphyr	Konglomerat von Füle								Sandstein, Konglomerat, Quarzporphyr	
KARBON OBER			Kalkstein von Polgárdi			Kalkstein mit Schubertellen von Karád		Konglomerat von Füle	Kalkstein von Polgárdi, bituminöser Kalkstein, Sandstein, von Füle	Konglomerat von Füle	Konglomerat von Füle	Konglomerat von Füle	Konglomerat von Füle
		Schiefer vom Balaton- hochland	bituminöser Kalkstein von Szabad- battyán	bituminöser Kalkstein von Szabad- battyán	bituminöser Kalkstein von Szabad- battyán	bituminöser Kalkstein von Szabad- battyán			Kalkstein von Polgárdi, bituminöser Kalkstein	Granit Stein von Polgárdi, bituminöser Kalkstein	bituminöser Kalkstein von Szabad- battyán	bituminöser Kalkstein von Szabad- battyán	Kalkstein von Polgárdi, bituminöser Kalkstein von Szabad- battyán
DEVON	Phyllit, Quarz- phyllit, Diabas- tuff, Quarz- porphyr	Kalkstein von Polgárdi Serizitphyllit von Balaton- főkajár		Kalkstein von Polgárdi Phyllite von Alsóors	KARBONIFER, ?DEVON geosynklinale Ablagerung, Initialmagmatismus, Regionalmetamorphose in der bretonischen Phase					Tonschiefer Serie		Sandstein Tonschiefer Kalkstein- linsen Lyditlinsen	Schiefer vom Balaton – hochland
SILUR				Phyllit, Quarz- schiefer, Glimmer- schiefer						Phyllit mit Lyditlinsen und mit Diabastuff	Phyllit, Kalkstein von Polgárdi, Quarz- phyllit	Quarzpor- phyrtuff	
ORDOVIZIUM							Quarzporphyr			Porphyr		Tonschiefer	
KAMBRIMUM							Quarzphyllit von Balaton – főkajár					Serizitschiefer, Diabas- und -tuff	Quarzphyllit von Balaton főkajár
												Quarzphyllit, Phyllit Chlorit- schiefer Kalkphyllit Marmor	

## Petrographische Untersuchungen

Die Verfasserin untersuchte petrographisch das Bohrmaterial der Tiefbohrungen Balatonfőkajár-2, -4, Ságvár-2, Szabadbattyán-5 und -9; ausserdem wurden auch Aufschlüsse studiert. Abb. 3 stellt den Quarzphyllit-Abschnitt der Tiefbohrung Ságvár-2 dar. Die Schichtfolge der Bohrung ist die folgende:

0,0—	0,5 m	Holozän: Boden.
0,5—	18,0 m	Pleistozän: Löss, Sand.
18,0—	139,0 m	Oberpannon: Sand, Aleurit, Mergel.
139,0—	166,5 m	Obereozän (Priabon): Konglomerat, Sandstein, Kalkstein, Mergel, Andesittuff.
166,5—	214,8 m	Eozän: Andesitagglomerat.
214,8—	245,0 m	Altpaläozoikum: Quarzphyllit, Quarzglimmerschiefer.
245,0—	288,8 m	Eozän: Andesitdyke.
288,8—	418,8 m	Altpaläozoikum: Quarzphyllit, Quarzglimmerschiefer.

Die einzelnen Gesteinstypen sind nach der von A. ALKER et al. (1962) vorgeschlagenen Nomenklatur bekannt worden.

Unter der Benennung „Quarzphyllit von Balatonfőkajár“ sind schwach metamorphisierte Gesteine von zwischen bestimmten Grenzen bleibender Zusammensetzung und von sandig-toniger Herkunft zusammengefasst. Innerhalb der Serie liessen sich mehrere Untertypen unterscheiden, u. zw. Serizitquarzit, Quarzphyllit, Chlorit-Quarzphyllit, Phyllit, Chlorit-Serizitphyllit, Chlorit-Serizitit und graphitischer Phyllit, die miteinander alternieren. Die Varietäten Quarzphyllit und Chlorit-Serizitphyllit sind am verbreitetsten.

### a) Physikalische Eigenschaften

Die Farbe des Gesteins ist von der Menge des Quarzes bzw. der Glimmerbestandteile abhängig. Die quarzreicheren Typen sind grau, die glimmerreichen dagegen eher grünlich-bräunlich gefärbt. Das Gestein ist vorzüglich schieferig: parallel mit der Schieferung sind Quarzitlinsen, in der Querrichtung Quarzitgänge zu beobachten. Die quarzreichen Gesteine weisen eine parallele Schieferung, die phyllitischen eher eine starke Mikrofaltung auf.

### b) Petrographische Zusammensetzung

Der Mineralzustand variiert, aufgrund der röntgendiffraktometrischen Untersuchung von 35 Gesteinsproben, innerhalb der folgenden Grenzen:

Muskovit	20—70%	Feldspat	0—20%
Chlorit	0—50%	Kalzit	0—10%
Kaolinit	0—20%	Dolomit	0—2%
Quarz	0—80%	Siderit	0—10%

Der Anteil des Quarzes ist zwar extrem variabel, doch ist dieses Mineral der Hauptbestandteil der meisten Gesteinstypen. Nach den mikroskopischen, in Dünnschliff beobachteten Merkmalen geurteilt ist der Quarz vollkommen umkristallisiert, der ursprüngliche klastische Charakter ist nicht zu erkennen. Die Körner sind verlängert, verzahnt, von undulierender Lichtauslöschung. *Muskovit-Serizit* kommt in allen Gesteinstypen vor. Im allgemeinen ist es gut kristallisiert, bildet parallel mit der Schieferung orientierte Glimmer, oder befindet sich in Form von Einzelkristallen zwischen den Quarzkörnern. *Chlorit*: von grünem Pleochroismus, zeigt eine anomale Interferenzfarbe. Die *Feldspaten* sind durch im Dünnschliff nur selten nachweisbaren, nach dem Albit-Gesetz Zwillinge bildenden, wasserklaren, mit Quarz verzahnten Albit vertreten. Das röntgendiffraktometrisch nachgewiesene *Tonmineral* kommt bei dem Kontakt Quarzphyllit/Magmatit, oder in den stark verwitterten Gesteinstypen vor. Es kann als sekundär betrachtet werden.

*Akzessorische Bestandteile* sind: Anatas, Turmalin, Zirkon, Apatit, Karbonate, Granat. Der Anatas ist idioblastisch, oft bildet es Pseudomorphosen nach Titanit. Er ist auch in den überwiegend aus Quarz bestehenden Gesteinstypen zu finden. Die Kristallisation des ursprünglichen Titanit scheint synkinematisch zu sein. Der Turmalin ist von hellgelber-dunkelbrauner Farbe, mit gelbgrün-blaugrünem Pleochroismus, oder erscheint in Form von abgerundeten, klastischen, um einen dunklen Korn weitergewachsenen Körnchen. Zirkon und Granat sind von äusserst winziger Korngrösse, ihre Beziehung zu den anderen Mineralien konnte nicht aufgeklärt werden. Die Karbonate sind untergeordnet. Als primärer Bestandteil sind sie xenoblastisch, in Spatit umkristallisiert, oder bilden kleine Linsen in der Richtung der Schieferung. Nur in einem einzigen Gesteinstyp (der Bohrung Balatonfőkajár-4) kommen sie in solcher Menge vor, dass das Gestein als Kalkquarzphyllit bezeichnet werden kann. Man findet auch sekundäre Karbonatquergänge.

In mehreren Abschnitten der Bohrung Ságvár-2 sind Zwischenlager von graphitischer *organischer Substanz* vorhanden, dunkelgrau bis schwarz, glänzend, fleckig. Laut der röntgendiffraktometrischen Untersuchung (G. RÍSCHÁK) weist ihr Inkohlungsgrad eine intermediäre Lage zwischen dem Sungit und dem natürlichen Graphit auf. Die derivatographische Untersuchung (M. FÖLDVÁRI) zeigte (Abb. 4) einen Anthrazit-Metaantrazit-ähnlichen Inkohlungsgrad.

Die Illit-Kristallisationswerte der Gesteine der Quarzphyllitserie, aus den Röntgendiffraktogrammen berechnet, sind in Abb. 5 dargestellt. Die Werte fallen zwischen 2,7–4,0 mm (Mittelwert 3,1); demnach gehören diese Gesteine der metamorphen Zone an.

In den letzten Jahren drang in den Vordergrund die Notwendigkeit der Einordnung der metamorphen Gesteine in druckbedingte Faziesreihen. Aber die schwachmetamorphen Gesteine, mangels drucksensitiver Mineralien, liessen sich nicht einordnen. C. CIPRIANI *et al.* (1971) fanden die Lösung des Dilemmas darin, dass der Phengitgehalt der K-haltigen hellen Glimmer im Grünschiefer-Fazies im Falle konstanter Temperatur und Chemismus vom Druck abhängig ist. CIPRIANI u. a. (1968) erarbeiteten die röntgendiffraktometrische Bestimmung des Phengitgehaltes. Die Phengit/Muskovit-Grenze wird bei  $b_0 = 9,025 \text{ \AA}$  angegeben: darunter werden die Glimmer als Muskovit, darüber als Phengit bezeichnet. Diese Methode ist von F. P. SASSI (1972) in den Ostalpen erfolgreich eingesetzt worden.

Unserer Messungen nach zeigen die K-Glimmer des Quarzphyllits  $b_0$  Werte zwischen 8,9886–9,0084 Å auf, sind also als Muskovite zu bezeichnen. Das bedeutet also eine Umkristallisierung bei niedrigem Druck.

#### c) Chemische Zusammensetzung

Die chemischen Analysen der Gesteine der Quarzphyllitserie sind in Tabelle 2 zusammengestellt. Die Mittelwerte der informativen Spektralanalyse sind in Tabelle 4 dargestellt. Man kann feststellen, dass keine Anreicherung der Spurenelemente (in Bezug auf die Mittelwerte der Sedimentgesteine) vorhanden ist.

#### d) Magmatismus

Die Tiefbohrung Ságvár-2 durchbohrte die Quarzphyllitserie von 214,8 bis 418,8 m Teufe. Zwischen 245,0 und 288,8 m wurde ein Zwischenlager von magmatischem Gestein getroffen. Die Bohrung erschloss auch den Kontakt des Phyllits mit diesem Magmatit: dieser besteht aus eckigen Trümmern vom Quarzphyllit, Quarzit und vom stark tonig verändertem Magmatit.

Es handelt von einem porphyrischen Gestein von grüngrauer bis dunkelgrauer Farbe, mit eckigem Bruch und mit glänzenden Gleitflächen, von karbonatischen und Quarzgängen durchgedrungen.

Die chemischen Analysen dieses Gesteins und der Chemismus des von M. SCHWÁB (1960) aus der Bohrung Balatonbozsok-1 als Diabas beschriebenen Gesteins sind in Tabelle 3 vorgeführt.

Der Magmatit der Bohrung Ságvár-2 muss anhand der Mineralbestandteile, der Textur und der chemischen Zusammensetzung als Andesit bezeichnet werden.

Das Alter des Andesitagglomerats im Hangenden der Quarzphyllitserie, aufgrund des darüberlagernden faunenführenden eozänen Andesittuffs kann als Eozän betrachtet werden. Die Textur und der Chemismus des innerhalb des Quarzphyllits sich befindenden Andesits sind denen des eozänen Andesitagglomerats sehr ähnlich: es könnte von der tiefer steckengebliebenen Varietät desselben Materials die Rede sein. (Dünnschliffmikrophotos des Quarzphyllits und des Andesits sind in Tafeln I. und II. gezeigt.)

Das Vorhandensein von vulkanischem Glas und Biotit, und auch der dem des Ságvár'schen Gesteins sehr ähnliche Chemismus des „Diabastuffs“ der Bohrung Balatonbozsok-1 lassen vermuten, dass es auch in diesem Falle von einem in die Quarzphyllitserie eingedrungenen Andesitdyke handelt.

Da ausser dieser Bohrung weder an der Oberfläche, noch in Tiefbohrungen mit den quarzphyllitischen Bildungen verknüpfte Diabase gekannt sind, kann kein diabasischer Magmatismus, gleichaltrig mit dem Quarzphyllit, angenommen werden.

### Bildungsverhältnisse

Betreffs der Ausgangsgesteine kann folgendes gesagt werden. Innerhalb der Serie kann eine Wechsellagerung von quarz- bzw. glimmerreichen Lagen festgestellt werden, die sich nur z. T. durch eine metamorphe Umkristallisierung erklären lässt. Die bekanntgewordenen Bildungen vertreten eine aus der Wechsellagerung von sandigen und tonigen Gesteinen bestehende, seichtmarine

Schichtfolge, mit wenigen karbonatischen Gesteinstypen und mit Zwischenlagern reich an organischer Substanz.

Aufgrund der Mineralparagenese sowie des Umkristallisierungsgrades ist die Quarzphyllitserie von Balatonfőkajár durch regionale Metamorphose, in der Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies, bei niedrigem Druck entstanden.

## II. SCHIEFERSERIE DES BALATON-HOCHLANDES

### Alter und Lagerungsverhältnisse

Die Mikrofauna, von J. ORAVECZ (1964) und F. GÓCZÁN (1971), aus den Kieselschieferlinsen der Serie beschrieben, weisen auf silurisches Alter hin. I. BUBICS (1967) veröffentlichte einige Lebensspuren und einen Brachiopodenfund (Det. Z. SCHRETER) aus der Tiefbohrung Káptalantóti-1; der letztere deutet karbonisches Alter an.

J. BÓNA (1972) beschrieb eine, zu den *Baltisphaeridium*-Arten von Alsóörs ähnliche Assoziation aus den Intervallen 432,3–590,6 m und 927,6–930,5 m der Tiefbohrung Szabadbattyán-9.

Die zu dieser Serie angehörende Gesteine sind an der Oberfläche im Balaton-Hochland, in der Umgebung von Révfülöp und Alsóörs bekannt. In Tiefbohrungen liessen sich verfolgen in dem Gebiet begrenzt von Balatonfűzfő-Sóly, Füle-Szabadbattyán-Székesfehérvár, bis zu dem Velenceer Gebirge. B. JANTSKY (1957) hielt für wahrscheinlich die Fortsetzung dieser Serie in der Streichenrichtung bis zu dem Zips-Gömörer Erzgebirge. J. ORAVECZ (1965) hat mittels seiner Gerölluntersuchungen die bedeutende Rolle der Schieferserie in der Lieferung klastischen Materials bewiesen. Derselbe Forscher entdeckte die Anwesenheit der Schieferserie am Nordrande des Mecsek-Gebirges und wies auch auf deren nordtransdanubischen Beziehungen hin. Ihre Verbreitung im kristallinen Untergrund der Kleinen Ungarischen Tiefebene und die Gesteinstypen wurden von E. BALÁZS (1971) zusammenfassend dargestellt. Die Anwesenheit der Schieferserie im Untergrund der Grossen Ungarischen Tiefebene ist bis jetzt bloss eine Vermutung (K. SZEPESHÁZY, 1971).

Das Liegende der Schieferserie ist unbekannt. Das Hangende besteht aus verschiedenen (viséischen, oberpermischen, eozänen und sogar oberpannonischen) Bildungen. Die grösste durchbohrte Mächtigkeit (in der Tiefbohrung Székesfehérvár-1) beträgt etwa 1050 m. Die wirkliche Mächtigkeit kann aber mehrmals so viel sein.

### Petrographische Untersuchungen

Ausser den Aufschlüssen der Schieferserie im Balaton-Hochlande, es wurden auch einige Tiefbohrungen des MÉV, die das Altpaläozoikum angebohrt hatten, und die Tiefbohrungen Szabadbattyán-9 und Szabadbattyán-10 petrographisch untersucht.

Die verkürzte Schichtfolge dieser beiden Bohrungen sind im Folgenden vorgeführt.

#### *Tiefbohrung Szabadbattyán-9*

0,0—	1,0 m	Holozän: Boden.
1,0—	4,5 m	Pleistozän: Löss.
4,5—	4,7 m	Oberpannon: Schotter.
4,7—	63,8 m	Unterpannon: Sand, Aleurit, Tonmergel, Kalkstein.
63,8—	92,5 m	Quarzphyllit.
92,5—	236,0 m	?Unterkarbon: Kalkstein von Polgárdi.
236,0—	236,2 m	Brekzie.
236,2—	315,5 m	Unterkarbon (Viséen): fossilführender Kalkstein mit Aleurit- und Sandstein-Zwischenlagern.
315,5—	324,0 m	Brekzie.
324,0—	706,3 m	Altpaläozoikum: anchimetamorphe Schiefer, mit Kalkdolomit- und Dolomit-Zwischenlagern.
706,3—	710,7 m	Perm: Quarzporphyr.
710,7—	955,1 m	Altpaläozoikum: anchimetamorphe Schiefer, mit dolomitischen Zwischenlagern.
955,1—	1060,5 m	Perm: Quarzporphyr.
1060,5—	1200,0 m	Altpaläozoikum: anchimetamorphe Schiefer.

#### *Tiefbohrung Szabadbattyán-10*

0,0—	0,5 m	Holozän: Boden.
0,5—	4,2 m	Pleistozän: Löss.
4,2—	65,8 m	Oberpannon: Sand, Tonmergel, Kalkstein.
65,8—	296,4 m	?Unterkarbon: Kalkstein von Polgárdi.

296,4–380,1 m Unterkarbon (Viséen): Tonschiefer, bituminöser Kalkstein, Sandstein.  
 380,1–383,0 m Perm: Quarzporphyr.  
 383,0–391,2 m Altpaläozoikum: anchimetamorphe Schiefer.  
 391,2–423,4 m Perm: Quarzporphyr.  
 423,4–674,0 m Altpaläozoikum: anchimetamorphe Schiefer.

Unter der Benennung „Schieferserie des Balaton-Hochlandes“ wurden die Gesteine der Übergangszone von der Diagenese zur Metamorphose zusammengefasst, in der Weise dass dem Namen des sedimentären Gesteins einfach das Wort „-schiefer“ zugefügt wurde. Die Serie besteht vorwiegend aus aleuritischen und feinsandigen, wenig Karbonat enthaltenden Gesteinstypen. Die Korngrösse alterniert sehr oft, nicht selten in Millimeter-Massstab, und Gesteine von verschiedener Korngrösse sind miteinander linsenartig verzahnt.

Im Balaton-Hochland ist die Schichtfolge durch das Vorkommen von gleichaltrigen Quarzporphyr-Intrusionen, Quarzporphyrtuffen, Linsen von Diabas und schwarzem Lydit viel heterogener. In der Umgebung von Szabadbattyán, in der Tiefbohrung Szabadbattyán-9, sind in zwei Horizonten karbonatische Zwischenlager von geringer Mächtigkeit bekannt worden.

Die Hauptmerkmale der aus den Aufschlüssen und Tiefbohrungen stammenden Gesteinstypen sind in dem ganzen Gebiet und für die gesamte Serie im wesentlichen identisch, so dass eine Unterteilung oder Gliederung der Serie war nicht möglich.

## A) Vorwiegend klastische Gesteine

### a) Physikalische Eigenschaften

Farbe: gelbgrau, grau, grüngrau. Die ton- und glimmerreichen Proben sind braun, die sandigen grün nüanciert; der höhere Gehalt an organischer Substanz führt zu dunkelgrauer-grauer Färbung. Kontinentale Verwitterung verursachte braun-rot-lila (bunte) Verfärbung. Granulometrie, Sortierung, und die ursprüngliche Form der klastischen Körnchen kann nur annähernd bestimmt werden, infolge der später zu behandelnden Merkmale.

Die Porosität der Gesteine toniger Herkunft variiert zwischen 0,76–7,52% (Mittelwert 3,18) (Abb. 6). Schieferung ist öfters zu beobachten; sie ist besonders gut ausgeprägt bei den feinkörnigeren Varietäten. Gesteinstypen, die Querschieferung, Bruchschieferung (B. KUBLER, 1967) aufweisen, und die charakteristische Faltungstruktur werden in Tafel III. dargestellt.

### b) Petrographische Untersuchungen

Der Mineralzustand variiert innerhalb der folgenden Grenzen (aufgrund der *röntgendiffraktometrischen* Untersuchung von 68 Proben):

Kaolinit	0–40%	Kalzit	0–25%
Illit	20–70%	Dolomit	0–20%
Chlorit	0–50%	Ankerit	0–30%
Quarz	0–50%	Siderit	0–25%
Feldspat	0–15%		

Kaolinit kommt in allgemeinen in geringer Menge (10%) und nur in einigen Proben vor, aber seine Anwesenheit ist auch durch die Derivatogramme bestätigt. In grösserer Menge ist dieses Mineral (30–40%) in den stark verwitterten, rot-lila gefärbten Typen zu finden, d. h. es ist als ein ursprünglicher sedimentärer und auch nachträglich gebildeter Bestandteil zu betrachten.

Es sind unterschiedliche Beobachtungen in Bezug auf das Verhalten des Kaolinit von der Diagenese bis zur Metamorphose. Viele Beobachtungen deuten das graduelle Verschwinden des Kaolinit (zusammen mit dem Montmorillonit) in den tieferen Horizonten (in verschiedenen Gebieten in unterschiedlicher Teufe) an.

Illit und Chlorit sind charakteristische Mineralien der Schieferserie. Aufgrund der Zusammenstellung von G. MÜLLER ist es eine öfters beschriebene Erscheinung (H. FÜCHTBAUER, G. MÜLLER, 1970), dass aus den ursprünglich sehr vielfältigen Tonmineralienvergesellschaftungen in der Nähe der Diagenese/Metamorphose Grenze einheitliche Illit-Chlorit-Paragenesen entstehen. Die Menge des Chlorits nimmt langsamer zu, als die des Illits, so dass der Chlorit wird erst bei der schwachen Metamorphose überwiegend.

Der Illit-Kristallisationsgrad weist Werte von 3,0 bis 6,6 auf, in Mittelwert 4,0 (Abb. 5). Das entspricht der Angehörigkeit der „Anchizone“.

Der Inkohlungsgrad der in organischer Substanz reichen Zwischenlagern der Serie (Abb. 4) entspricht dem Schwarzkohlenszustand, nach den Peaks zwischen 600 und 640 °C der Derivatogramme.

Ausser den röntgenographischen Untersuchungen, die vor allem auf die Bestimmung der tonigen Gesteinen gerichtet waren, wurden aus den sandigen Typen auch *mikromineralogische* Untersuchungen gemacht (150 St.).

Die Gesamtmenge der Schwerminerale war zwischen 0,01 und 79,0%, jedoch meist sehr niedrig. Höhere Gehalte entsprechen Anreicherungen von Pyrit, Limonit, Karbonate, Chlorite, und sogar in einigen, durch Dünnschliffbeobachtungen bestätigten Fällen von Placer-ähnlich angereicherten Schwermineralien.

Die Zahl der Schwerminerale ist im allgemeinen so gering, dass eine prozentuelle Auswertung der individuellen Proben nicht möglich ist. Deswegen wurde nur die Häufigkeit der Schwerminerale aufgrund der oberflächlichen Proben und des Tiefbohrungsmaterials angegeben (Abb. 7, Tafel IV).

Mann kann die folgenden allgemeinen Folgerungen ziehen. Die meistverbreiteten sind die epigenen Mineralien, begleitet von den ersten Gliedern der „Stabilitätsreihe“ in Bezug auf die Diagenese (PETTIJOHN, in H. FÜCHTBAUER—G. MÜLLER, 1970).

Die Fraktion der leichten Minerale besteht, neben den Glimmern, fast ausschliesslich aus Quarz und aus quarzitischeserizitischem Gesteinstrümmer. Feldspat ist selten zu finden, wenn schon, dann ist es meistens Plagioklas, sehr selten Mikroklin oder andere Kalifeldspate. Die an Dünnschliffen durchgeführte Beobachtungen bestätigen ausser der klastischen Herkunft auch ihre autigene Bildung.

Die mikroskopische Untersuchungen an *Dünnschliffen* ermöglichten die Unterscheidung folgender Gesteinstypen:

**Serizitschiefer** ist zwar quantitativ untergeordnet neben den anderen Typen, er ist aber im ganzen Gebiet allgemein verbreitet.

Die Tiefbohrungen Szepezd-4, Révfölöp-2, Szabadbattyán-9 haben auch karbonatischen Serizitschiefer getroffen. Die Karbonate bilden z. T. in Form von grobkristallinem Spatit Linsen und Streifen, z. T. aber sind mikrospatisch und oft in Form von gefalteten Fetzen in dem gesamten Gestein anwesend. In dem letzteren Fall kann man feststellen, dass der Karbonat von sekundärer Herkunft ist, drängt die Glimmer aus und bildet Pseudomorphosen nach ihnen. In beiden Typen des Serizitschiefers kommen oft dunkle Linsen, die doppelrefraktiv, aber optisch nicht identifizierbar und von einer reichen Rutilnadelgewebe durchgesät sind.

Einige charakteristische Gesteinstypen sind in Tafel V. zu sehen.

Der **Aleurolitschiefer** ist der meistverbreitete Gesteinstyp (Tafel V—VI). Seine klastischen Bestandteile sind Quarz, Chlorit, Muskovit, und aus Chlorit + Muskovit bestehenden Wechsellagerungen. Ihre Grösse im allgemeinen übertrifft die der klastischen Körner. Das klastische Material besitzt im allgemeinen keine gemeinsame Grenzflächen, viel Grundmasse (Matrix) ist vorhanden. Das tonige Material weist eine feinnadelig-faserige Umkristallisierung auf, teils in der Grundmasse, teils rings um die klastischen Körner, in Form von stachelförmigen Zuwächsen. Die dunklen Patzen und Streifen mit Rutilgewebe, die im Serizitschiefer vorkommen, sind auch in diesem Gesteintyp wiederzufinden. Die zweierlei Herkunft der karbonatischen Bestandteile ist besser ausgeprägt als beim Serizitschiefer. Die sekundären, mikrospatischen Karbonate substituieren einzelne Streifen der Glimmer (vermutlich die Chlorite der Chlorit-Muskovit-Wechsellagerung), oder sie umgeben die klastischen Körner in der Weise, dass die um das klastische Material kristallisierten Quarzstacheln erhalten sind, und Karbonate übernehmen den Platz der Glimmerkörner. Man kann auch die Karbonatisierung von unterschiedlichem Ausmass der Quarzkörner beobachten, eine Erscheinung die in der gesamten Serie verbreitet ist.

Der **Sandsteinschiefer** umfasst die mannigfaltigsten Gesteinstypen und widerspiegelt am klarsten die für den Metamorphosengrad der Serie kennzeichnenden Vorgänge.

Der Hauptbestandteil der Sandkörner ist Quarz. Feldspat ist nur in einigen Prozenten vorhanden: grössere Mengen sind nur im Falle einer Zumischung pyroklastischen Materials (Lavas, Alsóörs). Beinahe alle Proben enthalten Glimmer-Muskovit, Chlorit und Muskovit-Chlorit Wechsellagerung, deren Grösse der der Quarzkörner entspricht (Tafel V). Die Herkunft der Muskovit-Chlorit-Wechsellagerung wird auf klastisches Biotit zurückgeführt und als eine spätere Erscheinung gedeutet (N. V. LOGVINENKO, 1968). Aus Tonschiefern Australiens beschrieb H. J. KISCH (1966) aus zusammengewachsenem Chlorit und Muskovit bestehende Glimmer, und erklärt ihre Genese durch spätépigenetische (diagenetische) autigene Substitution. Das Ausgangsmineral sollte Kaolinit gewesen sein.

Das Gestein ist durch Kiesel und Tonminerale zementiert, deren Menge unterschiedlich ist. Sie weisen Umkristallisierung verschiedenen Grades auf.

Die Gestalt der klastischen Quarzkörner ist von mehreren Vorgängen geprägt worden. Resorption und Korrosion sind selten zu beobachten; Kieselzuwachs dagegen ist sehr verbreitet. Beide zusammen sind auch in demselben Dünnschliff zu sehen. Die Quantität des Bindemittels beeinflusst im allgemeinen merklicherweise den Kontakt der klastischen Körner. Im Falle geringen Bindemittels entstehen quarzartige Strukturen (Tafel VII) mit inkorporativen und mikrotilolitischen Kontakttypen (KOPELJOVITSCH, 1965, in N. V. LOGVINENKO, 1968).

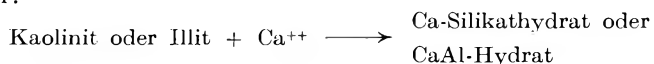


Bei der Anwesenheit ausgiebigen Bindemittels: 1. Die Körner „schwimmen“ im tonigen Material, ohne Weiterwachungserscheinungen aufzuweisen (Tafel VIII); sie sind eckig, stark verlängert und in der Richtung der Schieferung orientiert. (Die verlängerte Form ist den Vorgängen des Auslösens und der Kristallisierung des Kiesels zuzuschreiben. Diese Vorgänge werden durch das Vorhandensein toniger Substanz gefördert, R. W. FAIRBRIDGE, 1967.) 2. Der Kieselzuwachs ist sogar sichtbar in Form von „Stacheln“ oder unregelmässigen Flecken um die Körner. Die beiden letzten Typen sind auch in dem selben Dünnschliff vorzufinden (Tafeln VII–VIII).

Das Vorhandensein um die klastischen Quarzkörner kristallisierten Kieselmaterials und die im Grundmaterial vorgegangene Quarzblastese sind auch durch die Anwesenheit von Rutilnadelgeweben in den die Quarzkörner umgebenden Zonen oder in den scheinbar klastischen Körnern des Bindemittels (Tafel VII) bewiesen.

Das Ausdringen der Glimmer und des Quarzes durch Karbonate ist auch in den Sandsteinschiefern verbreitet und kann im ganzen untersuchten Gebiet verfolgt werden.

Der Mechanismus der *Substituierung* von Tonmineralien durch Karbonate ist nicht ausreichend bekannt. Seine hypothetische Äquation wird von EADES und GRIM (1960), in E. C. DAPPLES (1967) im folgenden angegeben:



Diese Substitution durch Kalzit wird von pH=8 und der hohen Ca-Ionkonzentration gefördert. Sie wird als eine ziemlich frühdiagenetische Erscheinung beschrieben: jedoch in unserem Falle, nach der Gestalt der Pseudomorphosen zu urteilen (karbonatische ?Chloritstreifen mit Muskovit) sollte eher um einen ziemlich späten Vorgang handeln.

Das *Ausdringen* des Quarzes durch Karbonat ist vorwiegend eine späte Erscheinung. Als Basis des Mechanismus werden das Lösen des CO<sub>2</sub> infolge von Temperaturwechsel und die Änderung des pH betrachtet (E. C. DAPPLES, 1967). Nach H. FÜCHTBAUER (1970) mit der zunehmenden Senkteufe wird das Karbonat unlöslicher als der Quarz, und makrokristalliner Kalzit drängt die Quarzkörner aus. Derselbe Autor zitiert Sandsteine oberkarbonischen Alters aus einer Tiefe von 6000 m, in denen grössere, aus Quarz, Feldspat und Phyllosilikaten aufgebauten Gesteinsteile durch verschiedene Karbonate ausgedrungen worden sind. Er hielt diesen Vorgang für die prämetamorphe Etappe der Diagenese charakteristisch.

Die im vorigen vorgeführten Korngrösstypen bilden miteinander Übergänge, Zwischenlager und Linsen.

#### c) Chemische Zusammensetzung

Die Mittel- und Extremwerte des Chemismus der Schieferserie des Balaton-Hochlandes werden, anhand der Materialien der Tiefbohrungen Szabadbattyán-9 und -10, in Tabelle 4 zusammenfassend dargestellt.

Ausser allgemein bekannten Zusammenhängen — nämlich das die abnehmende Korngrösse, infolge der Zunahme der Tonmineralien, mit zunehmenden Prozentsätzen von Al, Fe, K und Erdalkalien verbunden ist — könnten wir nichts anderes feststellen. K ist überwiegend in Vergleich mit Na, und das Eisen ist meistens in reduzierter Form vorhanden.

Die Mittelwerte der Spurenelemente in der Serie sind in Tabelle 5 dargestellt. Eine Anreicherung konnte im Falle keinen Elements festgestellt werden.

### B) Karbonatische Gesteine

Die Schieferserie des Balaton-Hochlandes wurde in der Bohrung Szabadbattyán-9 in Intervall 324,0–1200,0 m erschlossen. In den klastischen Gesteinen wurden in zwei Horizonten karbonatische Zwischenlager gefunden, in einer ziemlich geringen Gesamtmächtigkeit von 29,0 m. Diese Teilprofile der Tiefbohrung sind in Abb. 8 dargestellt. Damit sind zum erstenmal karbonatische Bildungen aus den Schiefen des Balaton-Hochlandes zum Vorschein gekommen.

#### a) Physikalische Eigenschaften

Die makroskopischen Merkmale der karbonatischen Zwischenlagern sind in beiden Horizonten identisch. Die Farbe variiert von weiss durch grau bis schwarz. Es gibt einen bituminösen Typ, dessen Dicke von filmartigen dünnen Lamellen bis Platten von einigen Millimetern reicht, alternierend in einem übrigens bituminfreiem Gestein, was zu einer stomatolith-ähnlicher Ausbildung führt.

Der Ablauf der bituminösen Flächen ist oft wellenartig. Homogener, grauer bituminöser Kalk wurde nur in kleineren Abschnitten getroffen. Die maximale Schichtmächtigkeit der karbonatischen Gesteine war 8 m, aber Linsen von einigen Zentimetern kamen auch zum Vorschein in dem klastischen Gestein. Sie sind im allgemeinen feinkristalliner Textur, mit Styolithen von bituminöser-toniger Oberfläche und mit Kalzitgängen.

#### b) Mineralogische und chemische Untersuchungen

Der Karbonatgehalt variiert von 50 bis 100% in Funktion der klastischen Bestandteile und des Bitumengehaltes. Der Lösungsrückstand gibt Werte zwischen 4,1 und 33,27%. Die Tonfraktion des unlöslichen Rückstandes besteht, aufgrund röntgendiffraktometrischen Untersuchungen, aus Illit und Chlorit.

Die Menge der aus der 0,1–0,2 mm Fraktion des Lösungsrückstandes abgetrennten Schwermineralien beträgt 0,6–8,41%. Die Mineralgesellschaft ist der der klastischen Serien ähnlich. Die einzigen Mineralarten sind durch max. 6 Stücke pro Probe vertreten. Zirkon, Turmalin, Granat, Pyrit und Limonit konnten identifiziert werden. Die leichte Fraktion besteht aus Quarz, Quarzit, 1–2 Kalifeldspatkörnern und max. 8 Körnern von autigenem Plagioklas.

Aufgrund Dünnschliffuntersuchungen sind die Korngrößen der karbonatischen Gesteine zum Teil mikritisch-mikrospatisch, meistverbreitet sind die als Spatit kristallisierten Typen. Kristallisationsgrad ist verschieden sogar innerhalb desselben Dünnschliffs, die feineren Teile erscheinen in Form von Flecken oder Streifen. In den spatitischen Gesteinen sind die Karbonate gut kristallisiert, von klaren Konturen, und im selben Streifen sind sie von gleicher Korngrösse. Das feindisperse, feinkristalline Kieselmaterial ist sehr charakteristisch, manchmal Linsen oder Streifen bildend. Man kann auch idiomorphe, autigene Quarzkristalle mit karbonatischen Einschlüssen beobachten. Die makroskopisch zu wahrnehmenden Streifen ergeben sich aus der Wechsellagerung von bituminösen und bitumenfreien, kieseligen und quarzfreien, in verschiedenem Masse kristallisierten Abschnitten. Einige Typen sind in Tafeln IX–X illustriert.

Die im oberen Abschnitt der klastischen Serie durchbohrten Karbonatgesteine weisen Ca/Mg-Verhältnisse von 1,8 bis 2,3 auf, sind also (nach FROLOVA's Einteilung, in G. V. CHILINGAR, H. J. BISSEL, R. W. FAIRBRIDGE, 1967, p. 108) schwach kalkige Dolomite, mit Ausnahme von einem Kalkstein und einem dolomitischen Kalkstein. Die *chemische Analyse* einer aus 423,1 m Tiefe genommenen Probe sieht folgendermassen aus:

SiO <sub>2</sub>	3,05%
TiO <sub>2</sub>	0,41%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,02%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,27%
FeO	4,51%
MnO	0,78%
CaO	28,69%
MgO	16,30%
Na <sub>2</sub> O	0,20%
K <sub>2</sub> O	0,40%
Feucht.	0,17%
CO <sub>2</sub>	44,04%
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02%
Insgesamt	100,86%

(Analysiert im Labor des OFKfV in Komló)

Zwischen 900 und 955 m sind die Extremwerte des Verhältnisses 8,6 und 19,0. Es handelt sich also um schwach dolomitischen Kalken.

Die Mittelwerte der Spurenelementgehalte sind in Tabelle 5 zusammengefasst worden. Eine gewisse Anreicherung konnte nur im Falle des Bors beobachtet werden (5–10-fach in Bezug auf den Mittelwert der Kalksteine), was auf den Ton- und Bitumengehalt zurückzuführen ist.

#### Bildungsverhältnisse

Über die Ausgangsgesteinen dieser Serie lässt sich folgendes sagen.

Die silurische Serie ist von grosser Mächtigkeit und von gleicher Fazies in grossen Gebieten (Gy. BÁRDOSY, A. L. KUSNAROWA, 1962). Im untersuchten Gebiet besteht sie überwiegend aus feinklastischen Gesteinen. Obwohl die fortgeschrittene Diagenese und die sich einsetzende Metamor-

phose die ursprünglichen Texturen verändert haben, sind einige charakteristische Merkmale doch erkennbar:

1. isolierte Sandsteinlinsen in tonigen Gesteinen
2. dünne Tonflaser in Sandsteinen
3. horizontale Feinschichtung in einigen Abschnitten.

Alle diese deuten an seichtmarine Bildungsbedingungen. Die Placer-ähnlichen Anreicherungen von Schwermineralien weisen auf die littorale Zone, ebenso wie die scheinbar sehr gut sortierten Sandsteine. Das Fehlen größerer Sedimente kann entweder durch eine grössere Entfernung von der Küste, oder durch eine penepläne Flachküste erklärt werden. Die Bildung der bituminös laminierten Karbonatgesteine weist auf schwache Strömungen des Seichtwassers hin.

In Bezug auf die spätere Einwirkungen auf die Serie kann man folgendes sagen.

HUTTON und TURNER (in F. J. TURNER, 1968) versuchten schon in 1936 den allmählichen Übergang der Sedimentgesteine in die Metamorphite zu charakterisieren. Diese Autoren beschrieben eine aus Grauwacke entstandene Serie aus Neuseeland, in der aufgrund der Texturausbildung vier Zonen zu unterscheiden waren. Die von diesen Autoren angegebenen Merkmale in Betracht ziehend (umkristallisierte, aber als solche erkennbare klastische Körner; die Glimmer der Grundmasse sind in Chlorit umgewandelt worden) weist unsere silurische Serie der „Chlorit-2 Zone“ ähnliche Merkmale auf. Aus auch Pyroklastite enthaltenden Gesteinen dieser Zone wurde Pumpellyit beschrieben.

In neuerer Zeit wurde die Korrelierung der Umwandlungsstadien sedimentogener Gesteine unterschiedlicher Herkunft so gut wie gelöst, und mit den numerisch ausdrückbaren Werten der Umwandlung der Tonmineralien und der organischen Substanz ergänzt. Viele Angaben mahnen aber zu Vorsicht: man darf die Gesteine keineswegs aufgrund einer als charakteristisch betrachteten Eigenschaft einreihen (H. FÜCHTBAUER, G. MÜLLER, 1970). Inkohlungsgrad, Tonmineralien- und Zeolit-Assoziationen sind je nach dem Gebiet unterschiedlich.

Anhand der im vorigen behandelten Merkmale — Tonmineralienvergesellschaftung, Illit-Kristallisationsgrad, ausser der Muskovit-Chlorit Wechsellagerung noch erkennbare Biotittrümmer, weiterhin der Texturausbildung (Porositätsverminderung, stachelige Textur, oft vorkommende Cleavage) — kann man feststellen, dass die Schieferserie des Balaton-Hochlandes das Stadium von dem Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies entsprechenden Veränderungen aufweist.

In Bezug auf das Alter der Serie kann man folgendes feststellen.

Bisher war nur das silurische Alter der Kieselschiefer von Alsóörs bewiesen. Aus der Tiefbohrung Szabadbattyán-9, um 100 Meter unter der tektonischen Brekzie, erschlossen zwischen der anchimetamorphen Serie und dem Viséen, hat J. BÓNA (1972) Formen von *Baltisphaeridium* beschrieben, die den aus Alsóörs bekannten sehr ähnlich sind. Diese organischen Reste sind ziemlich verkohlt. Ausser *Baltisphaeridium echinodermum* STOCKMANS et WILL. 1962 konnten keine andere Arten identifiziert werden. Es wurden auch etliche *Scolecodonta*- und *Chitinozoa*-ähnliche Reste beobachtet. In einigen Proben erschienen *Graptolithina*-Bruchstücke, die den Gattungen *Monograptus* und *Retiolites* ähneln. Aufgrund dieser Fossilien kann der Abschnitt zwischen 432,3–930,5 m dem Silur zugeschrieben sein.

Dementsprechend können die anchimetamorphen Schiefer der Umgebung von Alsóörs und Szabadbattyán in das Silur eingereiht werden. Die beträchtliche Mächtigkeit der Serie schliesst aber nicht aus, dass in ihr auch ältere und/oder jüngere Gesteine vertreten seien.

### III. KALKSTEINKOMPLEX VON SZABADBATTYÁN

#### Geschichte der geologischen Erforschung, Alter, Lagerungsverhältnisse

Diese Bildung ist an der Oberfläche nicht aufgeschlossen, sie wurde während der Bleierzbergbauarbeiten bekannt. Die petrologische Ausbildung und die geologischen Verhältnisse des Szabadbattyáner Kalksteins wurden von J. KISS (1951) und A. FÖLDVÁRI (1952) beschrieben. Die Zusammenfassung der im Laufe der Forschungsarbeiten ermittelten geologischen Beobachtungen ist mit den Namen von J. POLLNER, B. JANTSKY, GY. SZILAS (1960) verknüpft.

Die Fauna des bituminösen Kalksteinkomplexes ist von G. KOLOSVÁRY (1951) und A. FÖLDVÁRI (1952) beschrieben worden. Der letztere reihte den Komplex, aufgrund des als Leitfossil betrachteten Koralls *Hexaphyllia mirabilis* (DUNCAN) in das Viséen (Unterkarbon).

Die Bestimmung der aus den neueren Tiefbohrungen ermittelten Fossilien ist den Kollegen Cs. DETRE (1971), S. MIHÁLY (1971, 1973) und M. MONOSTORI (1971) zu verdanken, die das viséische Alter bestätigten.

Der Komplex wurde in der grössten Mächtigkeit in der Tiefbohrung Szabadbattyán-1 durchgebohrt (119,4 m). Das Liegende besteht aus Schiefern des Balaton-Hochlandes, das Hangende aus kristallinen Kalken von Polgárdi und aus pannonischen Sedimenten. Die Verbreitung des Komplexes ist auf das Gebiet von Szabadbattyán beschränkt.

### Petrographische Untersuchungen

Petrographisch wurden die Proben der Tiefbohrungen Szabadbattyán-9 und Szabadbattyán-10 untersucht. Das Profil des viscischen Abschnittes der Tiefbohrung Szabadbattyán-9 ist in Abb. 9 dargestellt.

Der Komplex wird aus klastischen Gesteinen und Kalkstein aufgebaut. Das Verhältnis der klastischen Gesteine zu den karbonatischen (klastische Verhältniszahl, W. KRUMBEIN, 1955) in der Tiefbohrung Szab-9 beträgt 0,3 (innerhalb des Abschnittes befinden sich karbonatische Gesteine in einer Gesamtmächtigkeit von 55,4 m, klastische — 18,6 m).

#### a) Physikalische Eigenschaften

Die Kalke und die feinklastischen Gesteine sind im allgemeinen von dunkelgrauer-schwarzer Farbe, die Sandsteine dagegen sind grüngrau. Der Mittelwert des  $C^{org}$  beträgt 1,08% in den klastischen Gesteinen und 1,1% in dem bituminösen Kalkstein. Der Inkohlungsgrad den an den Derivatogrammen zwischen 560 und 620 °C erscheinenden Peaks entsprechend, hat die Braunkohle-Schwarzkohle Grenze erreicht. Die Porosität der tonigen Gesteine befindet sich zwischen 3,68 und 10,70%.

#### b) Mineralogische Zusammensetzung

Die *klastischen Gesteine* sind meistens Sandsteine. In Dünnschliffen waren vorwiegend klein- und mittelkörnige Sandsteintypen zu finden, deren wichtigsten Mineralbestandteile Quarz, Feldspat und Glimmer sind.

Die Menge der Gesteinstrümmen variiert von 25 bis 50%, nur selten übertrifft 50%. In den feinkörnigen Proben bleibt sie sogar unter 10%. Es können mehrere Typen unterschieden werden:

1. Epimetamorphit (Grünschiefer-Fazies), mit Muskovit, Anatas-Porphpyroblasten (dem Quarzphyllit entspricht);
2. Quarzit, serizitführender Quarzit, von dunkler Farbe, reich an organischen Substanz, feingeschichtet, feinkristallin;
3. Glimmerschiefer, in stark gefalteten Fetzen;
4. Meistverbreitet sind die aus Quarz und Feldspat, untergeordnet aus Muskovit und Biotit bestehenden Gneisstrümmen. Die Biotite sind chloritisiert, mit opaken Einschlüssen von Leukoxen-überzogenen Körnern.

Das Bindemittel der Sandsteine ist Kiesel und Serizit, in geringer Menge. Konvex-konkave und suturale Kontakte der klastischen Körner sind verbreitet.

Einige Gesteintypen sind auf der Tafel XI vorgeführt.

Die mineralogische Zusammensetzung der tonigen Gesteine nach den *röntgendiffraktometrischen* Untersuchungen ist folgende:

Montmorillonit	0—10%	Chlorit	0—40%
Kaolinit	0—10%	Quarz	10—20%
Illit	20—40%	Feldspat	0—20%

Die Illitkristallinität variiert zwischen 3,0 und 4,0.

Die *karbonatischen Gesteine* sind meistens bituminführend, jedoch im oberen Abschnitt der Tiefbohrung Szab-9, zwischen bituminösen Kalksteinschichten, ist ein hellgrüngrauer, toniger, gefalteter Kalk eingelagert, und es gibt auch hellgraue-gelbbraune, weniger und dünnere bituminöse Streifen führende Kalktypen, die einen allmählichen Übergang zum ankeritischen Kalkstein bilden. In dieser Übergangszone findet man Ca-Mg-Verhältnisse zwischen 2,1 und 3,7 (kalkige Dolomite). Weiter nach unten ist immer weniger MgO vorhanden (Verhältnisse zwischen 14,0—34,4), also sind dolomitische Kalksteine und Kalksteine zu finden.

Die Textur des Gesteins ist anorganisch, nur in einigen Abschnitten biomorph, meistens massiv, feinkristallin, mit schwarzen, bituminösen-tonigen Stylolithflächen und mehrere cm dicken weissen Kalzitgängen durchgedrungen. Im Lösungsrückstand konnten röntgendiffraktometrisch Illit, Kaolinit, Quarz, Plagioklas bestimmt werden.

Die Häufigkeit der Schwermineralien im Kalksteinkomplex von Szabadbattyán ist auf Abb. 10 dargestellt. Im allgemeinen ist die Menge der Schwermineralien gering, nur das Pyrit wird bis 100 Prozent angereichert; in einigen Proben findet man Muskovit, Chlorit und Limonit bis 20, Zirkon, Granat, Turmalin und Hypersten bis 10%. Sonst sind die anderen Mineralien nur durch einige Körner vertreten. Es besteht kein Unterschied zwischen den Mineralvergesellschaftungen der karbonatischen und der klastischen Gesteine. Die leichte Fraktion besteht überwiegend aus Quarz, Quarzit und Gesteinstrümmer. Kalifeldspat und Plagioklas sind in fast allen Proben zu identifizieren. Die Plagioklase sind z. T. albitisch, z. T. von basischem Chemismus, selten von zonaler Struktur. Die Mineralien des Komplexes sind in Tafel XIII zusammengestellt.

#### c) Chemische Zusammensetzung

Der Chemismus der charakteristischen Gesteinstypen des Kalksteinkomplexes von Szabadbattyán sind in Tabelle 6 dargestellt, über die Spurenelementenmittelwerte informiert uns Tabelle 7.

### Bildungsverhältnisse

Der Kalksteinkomplex von Szabadbattyán entstand in seichtmarinen Umständen. Das Vorhandensein von bitumenführenden Gesteinstypen ist sehr charakteristisch, oft durch Pyritanreicherung begleitet. Die Fauna schliesst aber das O<sub>2</sub>-arme Milieu eines geschlossenen Beckens mit kaum bewegtem Wasser aus. Laut der Zusammenfassung von W. KREBS (1969) entstehen schwarze, bituminöse Gesteine auch im Falle einer Transgression am seichten Schelf. Das Erhalten der organischen Substanz ist durch die rasche Begrabung ermöglicht worden. Die individuelle Korallen, mit dem Keich nach oben begraben, wiesen auf sehr leise Wasserbewegung hin (S. MIHÁLY, 1971). Zeitweilige stärkere Wasserströmungen sind durch das Vorhanden organogener, detritischer Kalksteine angezeigt (M. MONOSTORI, 1971).

Das Abtragungsgebiet bestand aus metamorphen Gesteinen. Die Pyroxene und die basischen Plagioklase, die in den mikromineralogischen Präparaten gefunden worden sind, könnten auf neutrale Effusive deuten. Während der Bergbauarbeiten wurden im viséischen Komplex auch andesitische Gesteine gefunden, die aber in den Tiefbohrungen Szb-9 und -10 nicht getroffen worden sind.

Die Anwesenheit der Quarzphyllittrümmer in den viséischen Sandsteinen, und deren gemeinsames Vorkommen mit Metamorphiten der Mesozone, weist darauf hin, das ihre Bildung nicht mit der variszischen Metamorphose gebunden sein kann.

## IV. DER KALKSTEINKOMPLEX VON POLGÁRDI

### Lagerungsverhältnisse, Alter

Dieser Komplex enthielt keine Fossilien. Nur J. KISS (1952) erwähnte einen aus dem Kalkstein stammenden einzelnen Korall. Gy. MAJOROS sammelte aus dem Steinbruch von Polgárdi-ipartelep (Industriewerke von Polgárdi) einen einzelnen Korall, der aber unbestimmbar ist. Photos des Steinbruches und des Fossils sind auf Tafel XIV ersichtlich.

Dieser Komplex tritt zu Tage in einem 2,5 km langen, 150–500 m breiten Zuge zwischen Szabadbattyán und Polgárdi. Ähnliche Gesteine wurden aus den permischen Konglomerat und aus einigen Tiefbohrungen angemeldet, von einer tatsächlichen Identifizierung kann aber keine Rede sein.

Das *Liegende* ist der viséischer bituminöser Kalksteinkomplex und in der Tiefbohrung Szb-5 der Quarzphyllit von Balatonfőkajár. Das *Hangende* besteht aus oberpannonischen und pleistozänen Ablagerungen, bzw. in der Tiefbohrung Szb-9 aus Quarzphyllit (in tektonischer Lage). — Die durchbohrte maximale *Mächtigkeit* beträgt 313 m.

## Petrographische Untersuchungen

Es wurden Proben aus dem Steinbruch von Polgárdi und Kernmaterial aus den Tiefbohrungen Szababattyán-9 und -10 untersucht.

### a) Physikalische Eigenschaften

Der Kalkstein ist von sehr wechselhafter Farbe: weiss, hell blaugrau, rosenrot, gelb, braun, oft bunt, mit von feinkristallin bis grobpatig variierender Korngrösse. Die Farbe und die Korngrösse kann an grösseren Gesteinsflächen homogen sein, oder streifen- bzw. fleckenartig abwechselnd.

### b) Mineralogische und chemische Zusammensetzung

Der Karbonatgehalt beträgt 59,4–100%, die Menge des Lösungsrückstandes beträgt 0,12–35,52%. *Röntgendiffraktometrisch* wurden im unlöslichen Rückstand Muskovit (der Typen 2M und 1M), Chlorit, Quarz, Kalifeldspat, Limonit, und derivatographisch Muskovit, Illit, Quarz und Limonit nachgewiesen.

Die an Gesamtgesteinsproben ausgeführten *derivatographischen* Untersuchungen zeigten 0–97% Kalzit, 0–92% Dolomit, Ankerit, Limonit und Illit. Ankerit wurde in 20, Illit in 30% der Proben gefunden.

Die *chemischen* Analysen ergaben die folgenden Extremwerte für die einzelnen chemischen Elemente:

CaO	21,89–53,35%
MgO	0,40–16,97%
MnO	0,30–2,60%
FeO	0,06–6,10%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,14–21,54%

Gesamteisen in Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ausgedrückt 0,24–21,98%

Anhand des Ca-Mg-Verhältnisses können Gesteinstypen vom schwach kalkigen Dolomit bis zum Kalkstein unterschieden werden.

Aus Beobachtungen an Dünnschliffen kann man feststellen, dass das Gestein vollkommen umkristallisiert ist.

In den aus dem Komplex angefertigten mikromineralogischen Präparaten (50 Stück) schwankte die Quantität der Schwerminerale zwischen 0,004 und 10,0% (siehe Tafel XVII). Die höheren Werte entsprechen entweder dem Pyrit, oder dem nach Pyrit Pseudomorphosen bildenden Limonit. Diese zwei Mineralien sind in einzelnen Mineralien bis 100 Kornprozenten angereichert, Granat und Chlorit bis 10–20%. Aus allen anderen Mineralen wurden nur 1–2 Körnchen pro Probe gefunden.

Das Häufigkeitsdiagramm der Schwerminerale ist in Abb. 12 ersichtlich. Mit der Ausnahme des Leukoxens und des Biotits ist der Schwermineralienbestand vollkommen mit dem des Kalksteins von Szababattyán identisch.

Die leichte Fraktion besteht aus autigenem (in der Tiefbohrung Szb-9 bis 247,0 m beobachteten) Quarz, Quarzit, serizitischem Quarzit, serizitführendem Gesteinstrümmer und Plagioklas.

Die Mittel- und Extremwerte des Kalksteinkomplexes von Polgárdi sind zusammenfassend (aufgrund kompletter chemischer Analysen) in Tabelle 8 dargestellt.

Die Mittelwerte der Spurenelementgehalte der dem Kalksteinkomplex von Polgárdi entsprechenden Abschnitte der Tiefbohrungen Szababattyán-9 und -10 sind in Tabelle 9 zusammengefasst. Anreicherungen wurden festgestellt im Falle des Pb (zehnfach) und des Zn (elffach), der im Komplex gekannten metasomatischen Vererzung entsprechend.

## Bildungsverhältnisse

Der Kalksteinkomplex von Polgárdi ist, wie erwähnt, vollkommen umkristallisiert, und enthält, ausser einigen unbestimmbaren Einzelkorallen keine Fossilien. Jedoch diese spärlichen Reste bestätigen ihre ursprüngliche Ablagerung in normal salzigem Meerwasser.

Die mineralogischen Untersuchungen bestätigten nicht den kontakten Charakter des Gesteins. Infolge der Schwermineralassoziation, der Anwesenheit des 1M-Typs des Muskovits, und der diagenetische Merkmale widerspiegelnden Kieselsäure dürfen wir das Gestein nicht als metamorph betrachten.

Im Gegensatz zu den in der Literatur beschriebenen Angaben betonen wir den dolomitischen Charakter des Komplexes. Zwar sind unsere Angaben nicht ausreichend um die Herkunft des Magnesiums zu erklären, jedoch lassen die textuellen Merkmale, das Vorhandensein der Blei-Zink-Vererzung, und der erhöhte Eisen- und Mangangehalt eine epigenetische Dolomitisierung zu vermuten.

Die sehr komplizierte Tektonik des Gebietes verhinderte die beruhigende Altersbestimmung des Komplexes. Es sind Angaben bekannt, die darauf hinweisen, dass der Kalksteinkomplex von Polgárdi sich allmählich aus dem Viséer Komplex entwickelt. Solche sind (in der Tiefbohrung Szabadbattyán-9): Die Lagerungsverhältnisse des bituminösen und ankeritischen Kalksteines (Vorhandensein und Öfterwerden bituminfreier Schichten im bituminösen Kalk), die Gesteinstextur, die allmähliche Veränderungen des chemischen Zustandes, und die ähnliche Schwermineralienvergesellschaftung der beiden Komplexe. Dementsprechend könnte der Kalksteinkomplex von Polgárdi in den oberen Teil des Unterkarbons oder in den unteren Teil des Oberkarbons eingereiht werden.

## V. DER KONGLOMERATKOMPLEX VON FÜLE

### Lagerungsverhältnisse, Alter

An der Oberfläche ist dieser Komplex nur am Kő-Berg von Füle zu finden. Das Liegende und die maximale Mächtigkeit sind unbekannt; das Hangende besteht aus oberpannonischen Sedimenten. Bis jetzt wurde er in drei Tiefbohrungen angebohrt.

Die bereits erwähnte Tiefbohrung Polgárdi-2 bohrte etwa 600 m in einer aus Wechsellagerung von grauem und rotem Konglomerat und Sandstein, und von Brekzie bestehenden Schichtfolge, erreichte aber deren Liegendes nicht.

Die Tiefbohrung Úrhida-2 erschloss einen Abschnitt von 88 m dieses Komplexes.

Die Tiefbohrung Füle-2, die im Rahmen der umfassenden Erforschung der paläozoischen Bildungen abgeteuft worden ist, blieb in 300,0 m Teufe in diesem Komplex stehen. Das Sporen- und Pollenmaterial, das aus den Abschnitten 115,5–128,0 m und 201,0–292,4 m stammt, konnte nach den Untersuchungen von J. BÓNA (1972) mit der Sporenvergesellschaftung der Tiefbohrung Polgárdi-2 identifiziert werden. Die beiden sollen oberkarbonischen Alters sein, und zwar nicht älter als die höchste Zone der westphalischen Stufe.

In den Intervallen 127,5–132,2, 150,0–160,0 und 253,2–260,0 m der Tiefbohrung Füle-2 wurden auch Pflanzenreste gefunden. Sie sind im folgenden erörtert (Tafel XVIII–XXII und Tabelle 10, Bestimmungen von S. MIHÁLY).

Im untersuchten Material waren die Vertreter der Gattungen *Pecopteris* und *Cordaites* am Häufigsten. Die Hämären der bestimmten Arten lassen als Entstehungsalter des Komplexes das Westphalien und das untere Stephanien des Oberkarbons zu bezeichnen.

### Petrographische Untersuchungen

Sie wurden am Material der Tiefbohrungen Füle-2 und Úrhida-2 durchgeführt.

Die Tiefbohrung Füle-2 bohrte von 0,2 bis 300,0 m in Konglomeraten und Sandsteinen, mit Zwischenlagern von Aleurolit und kohlenführendem, bzw. pflanzenresteführendem, schieferigem Ton.

In der erkannten Schichtfolge (Abb. 13) das Konglomerat + Sandstein/Aleurolit + Ton Verhältnis (Sand-Schiefer-Verhältniszahl; KRUMBEIN, 1955) beträgt 5,2. Man kann Gesteinstypen vom grobkörnigen Konglomerat bis zum aleuritischen Ton unterscheiden. Die Abwechslung der Schichten verschiedener Korngrösse bezeichnet einen Komplex zyklischen Aufbaus. Einige Gesteinstypen sind in der Tafel XXIII dargestellt.

#### a) Physikalische Eigenschaften

Die Farbe ist im oberen Abschnitt des Tiefbohrungsprofils rotbraun, gelb-grün-grau-bunt; sie wird in den unteren Abschnitten homogen grüngrau. Die an bituminösem Material reichen Schichten sind dunkelgrau bis schwarz. Der Inkohlungsgrad des organischen Materials erreichte den Braunkohle-Schwarzkohle-Zustand (Abb. 4).

Die aus einzelnen Schichten angefertigten Korngrößenverteilungskurven zeigen zwei oder drei Maxima (Abb. 14).

Die Schichtfolge ist gut geschichtet, was sich aus Veränderungen der Korngrösse und des Materials ergibt. In einem Fall konnte konvolute Schichtung beobachtet werden (Tafel XXIV).



## b) Mineralogische Zusammensetzung

Die Kiesfraktion besteht aus vier Gruppen bildenden Gesteinen (Tafel XXV – XXVII):

## 1. Gesteinstypen der Quarzphyllitserie von Balatonfőkajár:

Quarzit  
Serizitquarzit  
Glimmerquarzit  
Chloritischer Quarzit  
Karbonatischer Quarzit  
Quarzphyllit  
Kalkquarzphyllit  
Phyllit

## 2. Gesteinstypen der Schieferserie des Balaton-Hochlandes:

Sandsteinschiefer  
Aleurolitschiefer  
Serizitschiefer  
Lydite verschiedenen Typs

## 3. Granatführender Glimmerschiefer

## 4. Quarzporphyr

Im Konglomerat wurden bloss einige kleine, nur für Dünnschliffuntersuchungen geeignete Quarzporphyrgerölle gefunden. Es ergab sich, dass es um Quarzporphyre handelt, deren Grundmasse frischer, besser kristallisiert ist als deren, aus dem Balaton-Hochlande bekannten Quarzporphyre, und die keine Spuren von Pressungsvorgängen aufweisen. Diese Tatsache scheint darauf hinzuweisen, dass ausser dem am Balaton-Hochlande und bei Balatonfő bekannten, vom alten Quarzporphyr unterschiedenen, in das Unterperm eingeordneten Quarzporphyr vor dem Unterkarbon schon ein Quarzporphyrvulkanismus tätig gewesen war.

Was die quantitative Verhältnisse der einzelnen Gesteinstypen anbelangt, kann man folgendes sagen. Am Häufigsten sind Quarzit, Glimmerquarzit und Quarzphyllit. Ihr Anteil ist in den einzelnen Schichten verschieden, aber diese drei machen stets die Hauptmenge des klastischen Materials aus. Die anderen Gesteine sind untergeordnet. Die Verhältnisveränderungen zeigen keine Tendenz in Funktion der Tiefe.

Die Sandfraktion besteht – laut den Dünnschliffuntersuchungen – aus Quarz, Quarzit, Muskovit, Feldspat und aus selten zu beobachtenden Wechsellagerung von Chlorit und Muskovit. Die Menge des Glimmers ist unterschiedlich, im allgemeinen gross, in einigen Proben übertrifft sogar die Gesamtmenge des Quarzes + Quarzits. Feldspate sind selten identifizierbar.

Die Schwermineralienvergesellschaftung ist arm, im wesentlichen besteht aus den akzessorischen Mineralien des Quarzphyllits. Das Häufigkeitsdiagramm 19 Proben ist in Abb. 15 dargestellt.

Die Aleurit-Ton-Fraktion, bzw. die aus dieser bestehenden Gesteine sind durch den hohen Gehalt an organischer Substanz gekennzeichnet. Röntgengraphisch bestimmt, besteht sie aus den folgenden Mineralien:

Quarz	10 – 60%	Muskovit	50 – 60%
Plagioklas }	Spuren	Illit-Montmorillonit }	0 – 10%
Kalifeldspat }		Mischstruktur }	
Siderit	0 – 10%	Montmorillonit	0 – 10%
Chlorit	0 – 20%	Kaolinit	10 – 40%

Das Kaolinit ist nach der b-Achse geordnet. Die Illit-Kristallisationswerte sind zwischen 3,0 und 6,5 (Abb. 5).

## c) Chemische Zusammensetzung

Die chemischen Analysenergebnissen zweier Sandsteinproben des Komplexes sind in Tabelle 11 zu sehen.

Tabelle 12 enthält die Durchschnittswerte der Spurenelementgehalte der untersuchten Sandstein- und Aleurolitproben des Komplexes.

Eine leichte Anreicherung konnte in den Sandsteinproben nur im Falle des Li festgestellt werden, was dem erhöhten Glimmergehalt zuzuschreiben ist.

## Bildungsverhältnisse

Der klastische Komplex von Füle vertritt eine zyklisch aufgebaute Schichtfolge eines sinkenden Gebietes. Das gekannte Profil besteht aus recht vielen, miteinander verschmolzenen Zyklen, die sich nur selten voneinander trennen lassen. Die Mächtigkeit eines Zyklus beträgt ungefähr 14 m.

Es handelt sich vorwiegend um Ablagerungen von Flussbett-Fazies, mit Überresten von Schwemmhölzern, eingekleimt im Konglomerat. Für dieselbe Ausbildung ist auch die aus Aleurit-Geröllen bestehende, zwischen 274,1–274,5 m lagernde Schicht kennzeichnend. Die feinkörnigen Sedimente bildeten sich mit Anhäufung organischer Stoffe pflanzlicher Herkunft, mit Überresten von Stangen und Blättern, am ehemaligen Überschwemmungsgebiet.

Das Abtragungsgebiet des oberkarbonischen Flusses bestand aus den vielfältigen Gesteinstypen der damals schon metamorphisierten und herausgehobenen Quarzphyllitserie von Balatonfőkajár und der Schieferserie des Balaton-Hochlandes. Magmatische Gesteine spielten eine untergeordnete Rolle. Die mehrmals erscheinende, lila-rote Quarzitgerölle deuten auf eine langdauernde kontinentale Verwitterung.

\* \* \*

Als Zusammenfassung führen wir die Zusammenhänge der Illitkristallisation, des Inkohlungsgrades und der Tonmineralien-Vergesellschaftung in den untersuchten, vor-permischen Bildungen vor (Tabelle 13).

## GEOLOGISCHE AUSWERTUNG

Das untersuchte Gebiet erdehnt sich entlang einer bedeutenden tektonischen Linie. Das ist die sogenannte Balaton-Linie, eine hypothetische Fortsetzung der Periadriatischen Naht. Die Rolle der Periadriatischen Naht gewann eine besondere Bedeutung nach dem variszischen Orogen, wenn klastisch-kontinentale und marine Faziesgebiete des Oberkarbons und des Perms entlang dieser Linie voneinander getrennt waren. Die Arbeit H. W. FLÜGELS (1975) umfasst die wesentlichen Kenntnisse in Bezug auf den Ablauf, die Bedeutung dieser Linie sowie auf das Variszikum der Ost- und Südalpen, der Westkarpaten, der Dinariden und der Balkaniden.

Die paläogeographischen Beziehungen und die Entwicklungsgeschichte der präpermischen Bildungen der Balaton-Linie können folgendermassen geschildert werden.

1. Den Gesteinen der Quarzphyllitserie von Balatonfőkajár ähnliche Bildungen sind in den Nachbargebieten unbekannt. In derer südwestlichen Fortsetzung wurden schwach umgestaltete Metamorphite sedimentärer Herkunft (bei Gelse) durchquert. Die radiometrische Altersbestimmung des Quarzphyllits deutet an das Ordovizium. Nach Á. KOVÁCH ergibt sich dieses Datum aus dem Mischalter der ursprünglichen Sedimentablagerung und der Metamorphose. Die Metamorphose des Quarzphyllits lässt sich nicht zum variszischen Orogen knüpfen, da seine Trümmer im Viséen bereits vorzufinden sind. Das Ausgangssediment könnte ordovizischen Alters sein — wenn unter den anchi-metamorphen Schiefer des Balaton-Hochlandes auch ordovizische Ablagerungen vertreten sind, dann noch älter —, das kaledonisch, oder noch präkaledonisch metamorphisiert worden ist. Wenn die im Viséen vorkommenden Quarzphyllittrümmer sich von dem Quarzphyllit von Balatonfőkajár unterscheiden, kann man annehmen, dass der Quarzphyllit mit den Schiefern des Balaton-Hochlandes eine einzige Einheit bildet, nur ihr Metamorphosengrad ist verschieden. Der Kontakt dieser beiden Serien ist nicht bekannt, er wird hypothetisch als tektonisch betrachtet. Da keine Übergangstypen zum Vorschein kamen, und die petrographischen Merkmale der zwei Serien sind ziemlich unterschiedlich, ist der Quarzphyllit tatsächlich während der prävariszischen Metamorphose entstanden.

2. Die Schieferserie des Balaton-Hochlandes setzt sich aus mächtigen Schichtfolgen zusammen. Eine petrographische Analogie wurde gesucht mit den kambrosilurischen Serien des Zips-Gömörer Erzgebirges (B. JANTSKY, 1957), mit dem oberen Ordovizium und Silur der Alpen (E. NAGY, 1971) und mit dem oberen Ordovizium der Alpen (H. W. FLÜGEL, 1975). Bisher, abgesehen von einigen unsicheren Funden, sind aus ihr nur silurische Fossilien bekanntgeworden. Die Serie wird durch den Übergewicht der klastischen Gesteine gekennzeichnet, zwar sind auch karbonatische Zwischenlagen und Gesteinstypen von unterschiedlichem Karbonatgehalt vorhanden. Ein Teil der Karbonate ist nachweislich diagenetischer Herkunft. Die Gesteine dieser Serie zeigen den selben Grad der Metamorphose in dem ganzen erforschten Tiefenbereich, unabhängig von den Unterschieden in Karbonatgehalt und klastischen Bestandteilen. Da der visäische Komplex keine solche Merkmale aufweist, kann als mögliche obere Grenze der Metamorphose die bretonische Phase des variszischen Orogens bezeichnet werden. Die Heraushebung dieser Bildungen bis zum Westphalien ist durch ihrer Erscheinung im Konglomerat von Füle bewiesen.

Die karbonische Serie setzt sich aus den klastischen und karbonatischen Ablagerungen der mit der viséischen Stufe des Unterkarbons beginnenden Transgression des seichten Meeres (bituminöser Kalkstein von Szabadbattyán), aus einer ankeritisch-dolomitisierte karbonatische Bildung (Kalkstein von Polgárdi) und dem westphalischen (oberkarbonischen) Konglomerat (Konglomerat von Füle) zusammen.

3. Der bituminöser Kalkstein von Szabadbattyán ist von isolierter Lage, die einzige faunistisch bewiesene Bildung unterkarbonischen Alters in Ungarn. Die nächstliegenden fossilführenden Vorkommen des Unterkarbons innerhalb des Karpatenbogens befinden sich im Bihar-Gebirge und in den Südkarpaten (K. BALOGH, 1964 in K. BALOGH – A. BARABÁS, 1972). Nach H. W. FLÜGEL (1975) erinnert die Fauna des bituminösen Kalksteins stark an die der Nötschgrabener Gruppe (Nötscher Karbon, Gailtal, Österreich). Zwischen den bituminösen Kalkstein von Szabadbattyán und den anchimetamorphen Schichten des Balaton-Hochlandes besteht ein tektonischer Kontakt. An den viséischen Bildungen ist trotz der kräftigen tektonischen Inanspruchnahme keine metamorphe Wirkung beobachtbar.

4. Das gegenseitige Verhältnis des Kalksteins von Polgárdi und des bituminösen Kalksteins von Szabadbattyán ist nicht eindeutig geklärt. Die Quarzphyllitbrekzie (einige cm) im Kalkstein von Polgárdi suggeriert einen tektonischen Kontakt. Solche konglomeratische Einlagerungen sind aber nicht nur bei dem Kontakt mit dem Viséen, sondern auch innerhalb des Kalksteinkomplexes bekannt. Diese deuten an eine mehrfache Aufschuppung des Kalksteins. Der Kristallisationsgrad, die allmähliche Änderungen der Ankeritisierung und Dolomitisierung, sowie das identische Schwermineralienspektrum sprechen gegen den tektonischen Kontakt. Die Untersuchungen unterstützen nicht die Zuordnung des Kalksteins in die metamorphe Zone.

Die Faltenstruktur des bituminösen Kalksteins von Szabadbattyán und des Kalksteins von Polgárdi sind Folgen vorwestphalischen orogener Vorgänge.

5. Dem Konglomerat von Füle ähnlichen, oberkarbonischen kontinentalen Bildungen sind aus Tiefbohrungen im Vorland des Villányer Gebirges und in Aufschlüssen in dem Tokajer Gebirge bekannt.

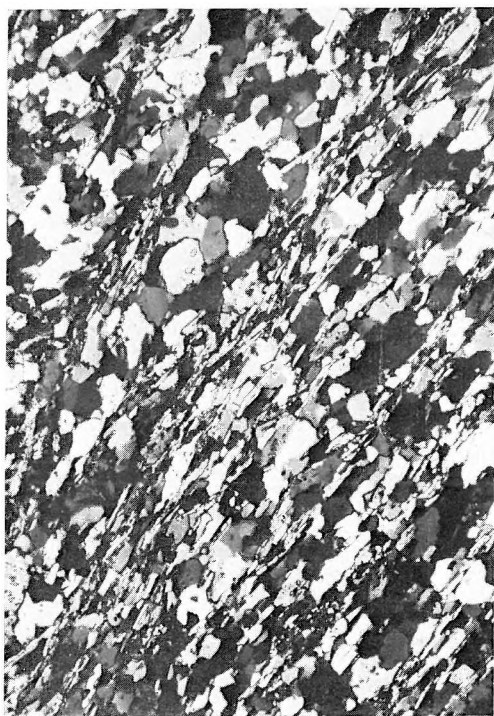
Das Liegende des Konglomerats von Füle ist zur Zeit unbekannt. Sein Verhältnis zum bituminösen Kalkstein und zum Kalkstein von Polgárdi ist ebenfalls nicht erklärt worden. Als Abtragungsgebiet diene vor allem der Bereich des Quarzphyllits und der Schiefer des Balaton-Hochlandes.

## **TÁBLÁK — TAFELN**

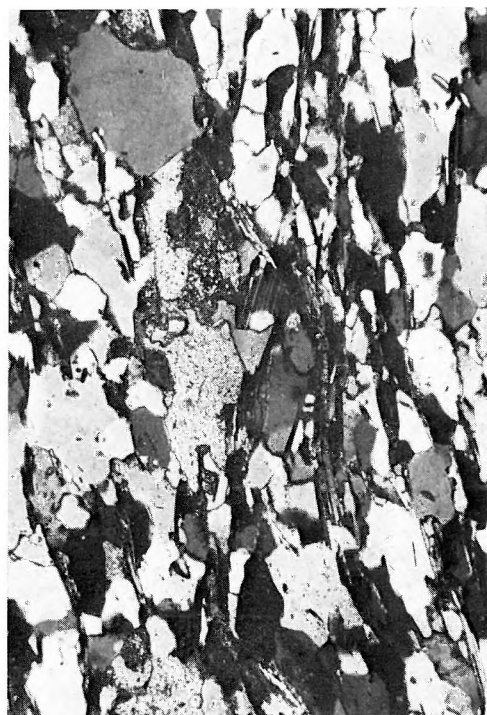
## I. TÁBLA — TAFEL I

1. Kvarcfillit. — Quarzphyllit. +N;  $27,5 \times 289,9$  m
2. Kvarcfillit néhány pátitos karbonátszemcsével. — Quarzphyllit mit einigen spatitischen Karbonatkörnern. +N;  $68 \times 397,7-418,8$  m
3. Kvarcfillit anatóz- és turmalinkristályokkal. — Quarzphyllit mit Anatas- und Turmalinkristallen. ||N;  $27,5 \times 418,8$  m
4. Továbbnővekedett, törmelékes eredetű turmalin kvarcfillitből. — Weitergewachsener Turmalin klastischer Herkunft aus Quarzphyllit. ||N;  $170 \times 397,7-418,8$  m

1—4. Ságvár-2. sz. f.



1



2



3



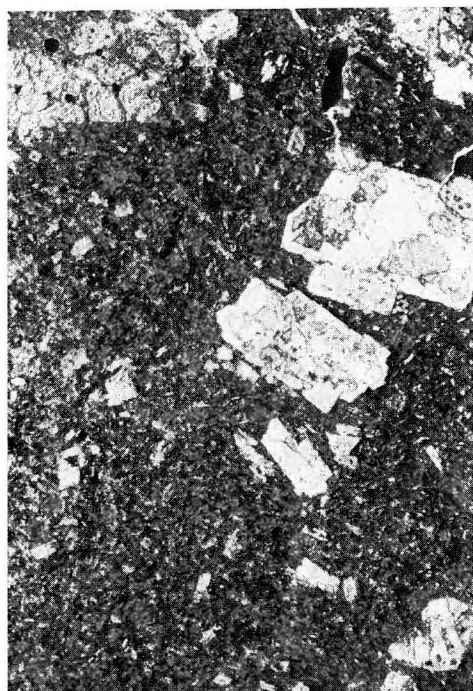
4

## II. TÁBLA — TAFEL II

1. Andezit. — Andesit. +N; 27,5×  
166,4—173,1 m
2. Andezit. — Andesit. ||N; 27,5×  
191,0—193,7 m
3. Kvarcfillitben települt andezit. — Andesit in Quarzphyllit eingelagert. +N; 27,5×  
248,4—259,5 m
4. Beolvasztott kvarcitzárvány kvarcfillitben települt andezitben. — Eingeschmolzener Quarzeinschluss in  
einem in Quarzphyllit eingedrungeenen Andesit. +N; 27,5×  
259,5—286,0 m

1—4. Ságvár-2. sz. f.





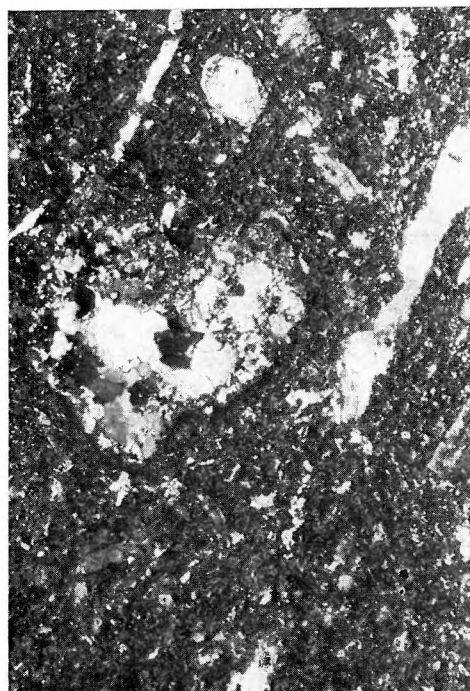
1



2



3

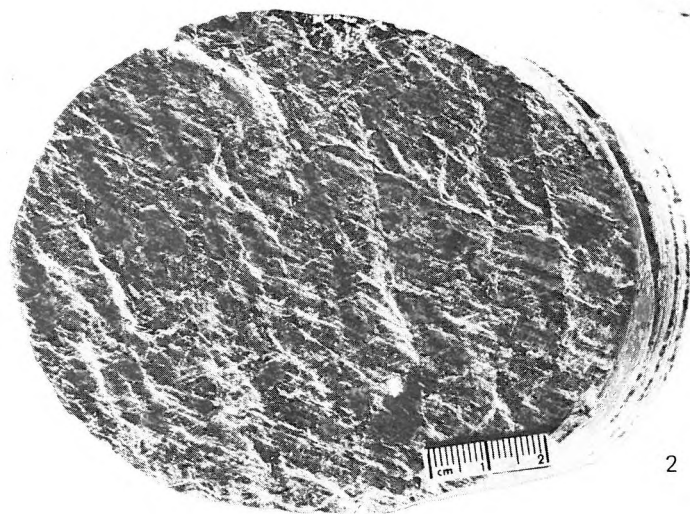
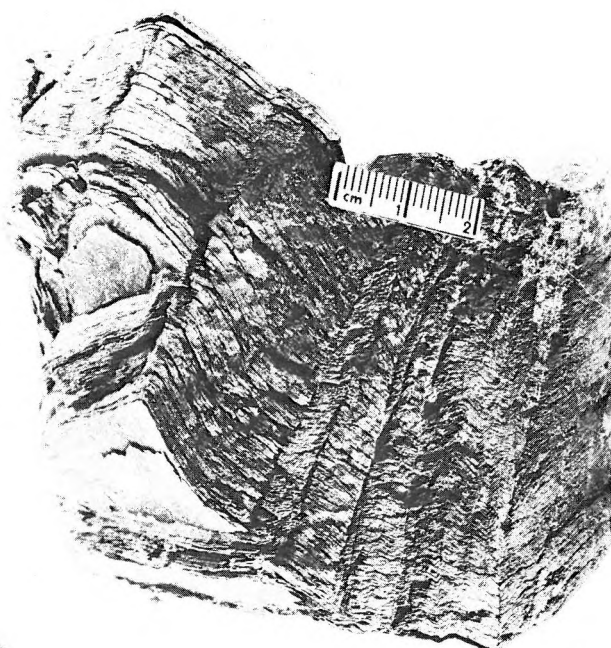
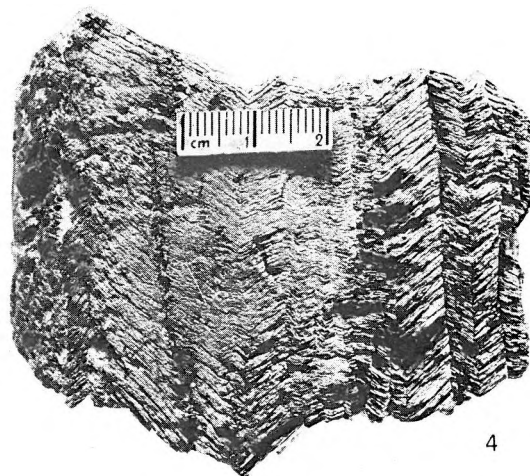


4

**III. TÁBLA — TAFEL III**

1. Finomszemű, gyűrt homokkőpala. — Feinkörniger, gefalteter Sandsteinschiefer.  
493,5 m
2. Harántpalás homokkőpala. — Querschieferiger Sandsteinschiefer.  
506,2 m
- 3—4. Töréses palásság. — Bruchschieferung.  
498,0 m

1—4. Szabadbattyán-9. sz. f.  
Fotó: PELLÉRDYNE

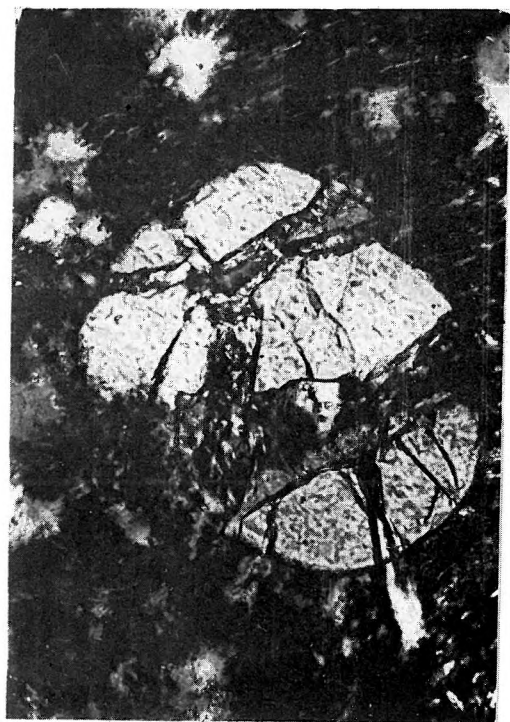


## IV. TÁBLA — TAFEL IV

A Balaton-felvidéki pala sorozat nehézásványai  
Schwermineralien der Schieferserie des Balaton-Hochlandes

1. Töredezett turmalin. — Brüchiger Turmalin.  
558,3 m
2. Turmalin. — Turmalin.  
510,0 m
3. Cirkon. — Zirkon.  
319,5 m
4. Cirkon. — Zirkon.  
708,5 m
5. Kloritosodott biotit. — Chloritisierter Biotit.  
628,0 m
6. Úde biotit. — Frischer Biotit.  
502,8 m
7. Brookit. — Brookit.  
399,5 m
8. Muszkovit. — Muskovit.  
1031,5 m

1—4. és 6—8. Szabadbattyán-9. sz. f.  
5. Szabadbattyán-10. sz. f.



1



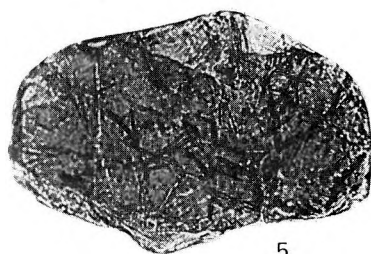
2



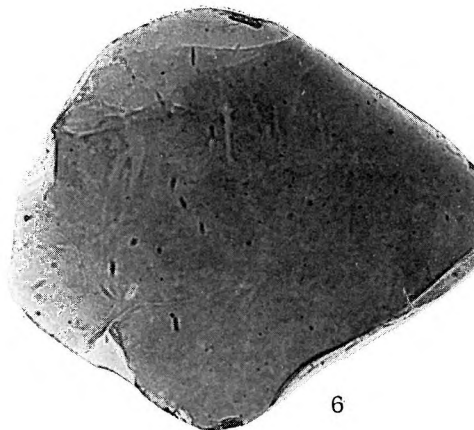
3



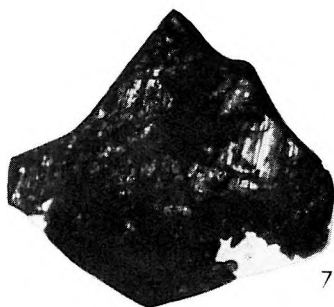
4



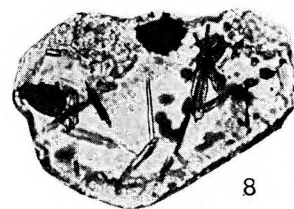
5



6



7



8

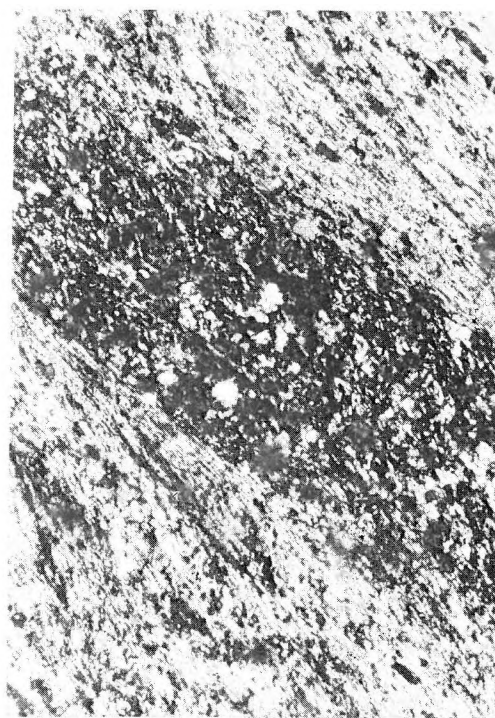
## V. TÁBLA — TAFEL V

1. Szericitpala. — Serizitschiefer.  $\parallel N$ ;  $27,5 \times$   
Almádi, Remete-völgy
2. Szericitpala aleurolitlencsével. — Serizitschiefer mit einer Aleurolitlinse.  $+N$ ;  $68 \times$   
Szabadbattyán-10. sz. f. 672—674 m
3. Aleurolitpala. — Aleurolitschiefer.  $+N$ ;  $68 \times$   
Szabadbattyán-9. sz. f. 572,6 m
4. Aleurolitpala. — Aleurolitschiefer.  $\parallel N$ ;  $68 \times$   
Káptalanfüred

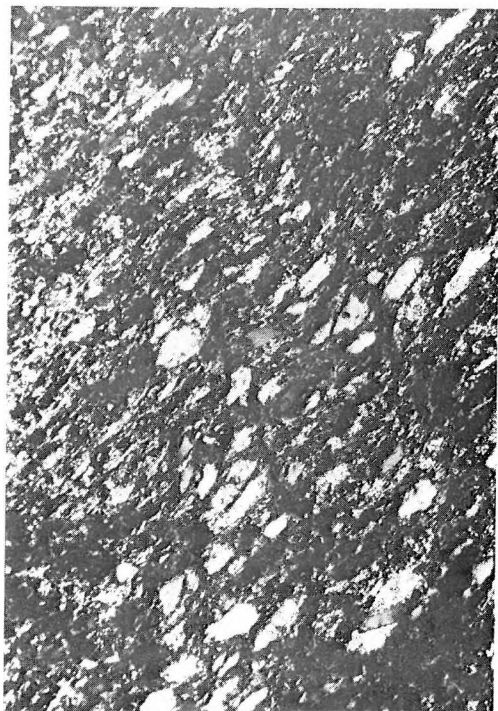




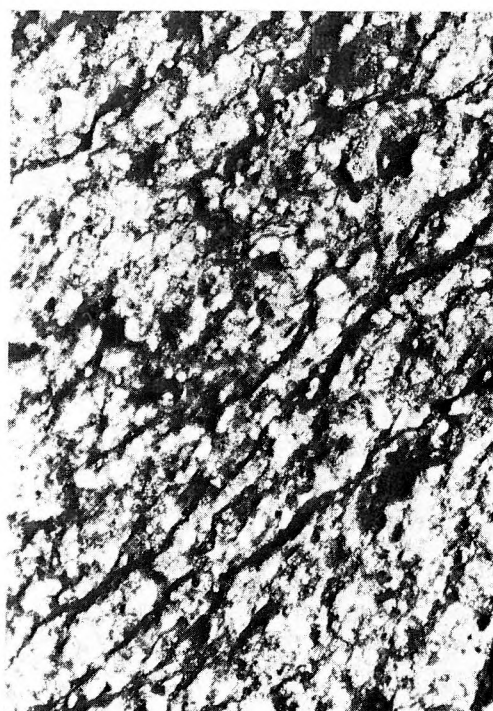
1



2



3

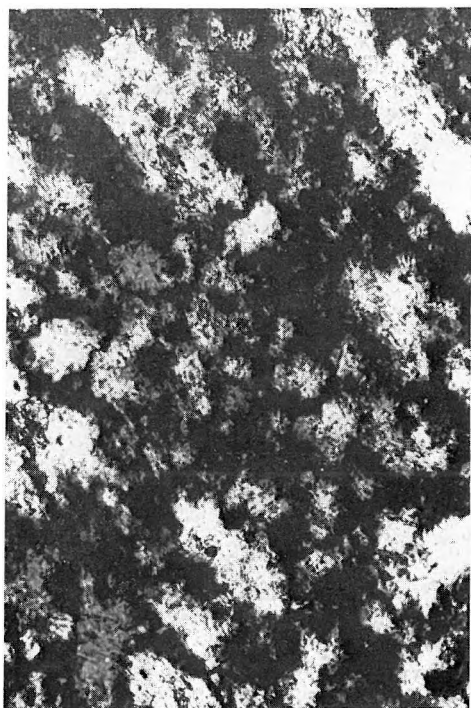


4



## VI. TÁBLA — TAFEL VI

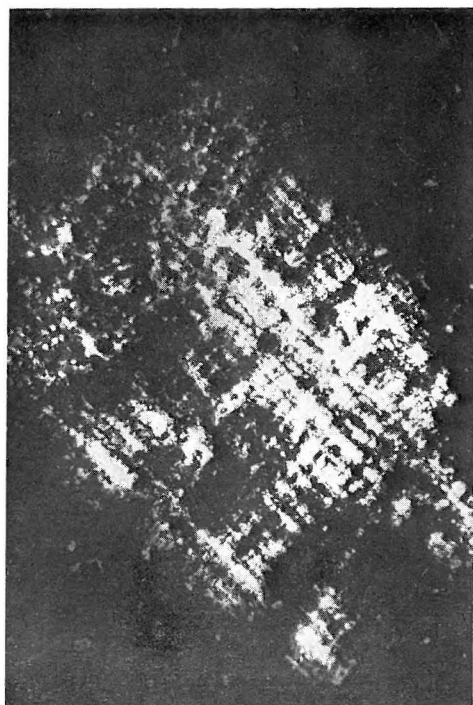
1. Kvarcblasztézis aleurolitpalában. — Quarzblastese in Aleurolitschiefer. + N; 170×  
Szabadbattyán-9. sz. f. 897,0 m
2. Törmelékes kvarc széles hozzákristályosodott kovaszegéllyel, benne rutiltű-szövedék. Aleurolitpala. — Klastischer Quarz mit einer breiten, zukristallisierten Kieselrinde, darin Rutilnadelgefüge. Aleurolitschiefer.  
+ N; 170×  
Káptalanatóti-1. sz. f. 120,0 m
3. Nyomási kvarcit. — Druckquarzit. + N; 27,5×  
Szabadbattyán-9. sz. f. 490,2 m
4. Muszkovit-klorit köteg homokkőpalában. — Muskovit-Chlorit Wechsellagerung in Sandsteinschiefer.  
+ N; 170×  
Szabadbattyán-9. sz. f. 430,8—432,7 m



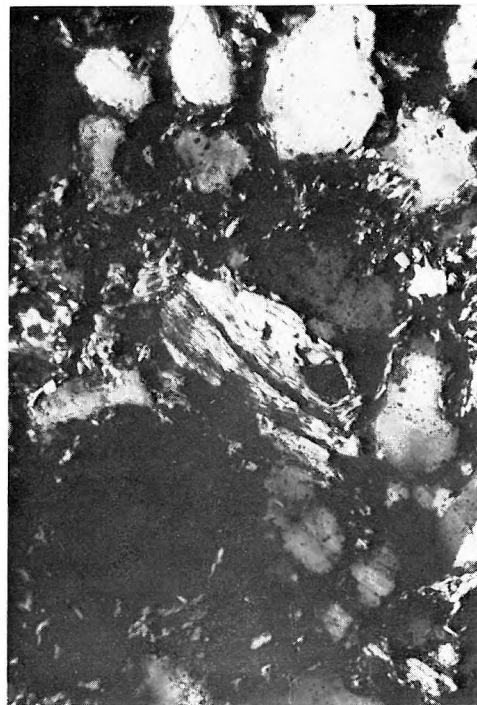
1



2



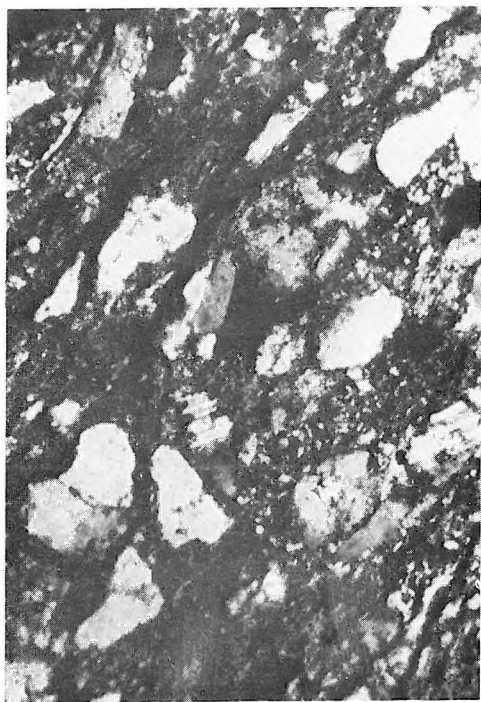
3



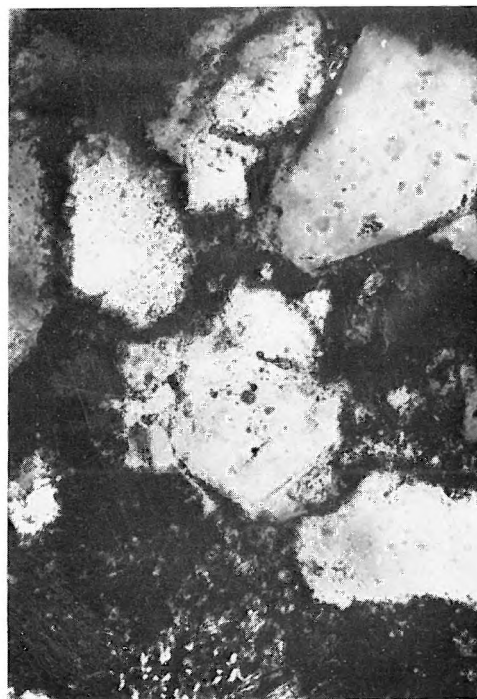
4

## VII. TÁBLA — TAFEL VII

1. Homokkőpala, a szemcsék közt sok a matrix. — Sandsteinschiefer, mit vieler Matrix zwischen den Körnern. +N; 68×  
Alsóörs
2. Homokkőpala, a kvarcsemmék körül kivált kovaanyaggal. — Sandsteinschiefer mit rings um die Quarzkörner ausgefallenem Kieselmaterial. +N; 170×  
Alsóörs
3. Homokkőpala, igen kevés, átkristályosodott kötőanyaggal. Mikrosztílolitos szemcséérintkezés kvarc és újképződésű földpát között. — Sandsteinschiefer, mit sehr wenigem, unkristallisiertem Bindemittel. Mikrostitolitischer Kornkontakt zwischen Quarz und neugebildeten Feldspat. +N; 68×  
Szabadbattyán-9. sz. f. 322,5 m
4. Homokkőpala, kvarcitszerű, szuturális szemsekkontaktusokkal. — Sandsteinschiefer, quarzitähnlich, mit suturalen Kornkontakten. +N; 170×  
Lovas



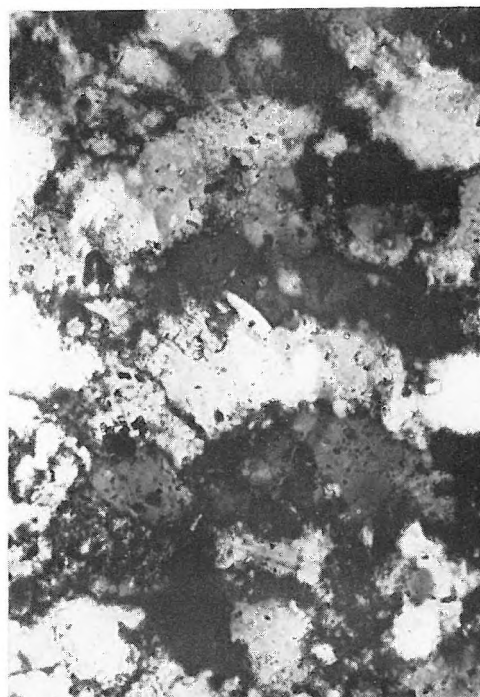
1



2



3



4

## VIII. TÁBLA — TAFEL VIII

- 1—3. Kvarczemcsék „tüskés” kvare és szericit hozzánövésekkel. Homokkőpala. — Quarzkörner mit „nadeligen” Quarz- und Serizit-Zuwachsen. Sandsteinschiefer. +N; 170×
1. Szabadbattyán-9. sz. f. 319,5 m
  2. Szabadbattyán-9. sz. f. 472,6—472,8 m.
  3. Alsóörs: M minta
4. Ua. utólagos karbonátosodás nyomaival. Homokkőpala. — Ds. mit Spuren nachträglicher Karbonatisierung. Sandsteinschiefer. +N; 170×
- Zánka-1. sz. f. 280,0 m



1



2



3



4

## IX. TÁBLA — TAFEL IX

Karbonátbetelepülések a Balaton-felvidéki pala sorozatban  
Karbonatzwischenlagerungen in der Schieferserie des Balaton-Hochlandes

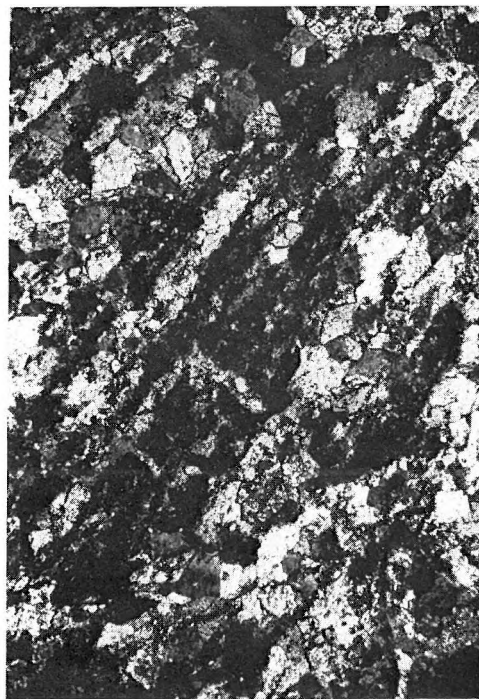
1. Pátitos, meszes dolomit, hipidiotópos. — Spatitischer, kalkiger Dolomit; hypidiotopisch.  $\parallel N$ ;  $27,5 \times 401,5$  m
2. Pátitos, meszes dolomit mikropátitsávokkal. — Spatitischer, kalkiger Dolomit mit Mikropatitstreifen.  $\parallel N$ ;  $27,5 \times 402,5$  m
3. Pátitos és mikrites karbonátanyag érintkezése. — Kontakt spatitischen und mikritischen Karbonats.  $\parallel N$ ;  $27,5 \times 408,7 - 409,0$  m
4. Pátitos meszes dolomit, hipidiotópos. — Spatitischer, kalkiger Dolomit, hypidiotopisch.  $\parallel N$ ;  $27,5 \times 418,3$  m

1—4. Szabadbattyán-9. sz. f.

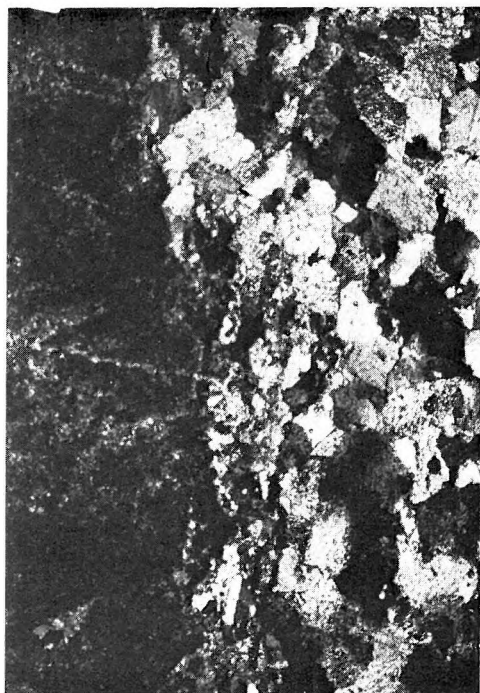




1



2



3



4

**X. TÁBLA — TAFEL X**

Dolomitos mészkőbetelepülések a Balaton-felvidéki pala sorozatban  
Dolomitische Kalksteinzwischenlagerungen in der Schieferserie des Balaton-Hochlandes

1—4. Szabadbattyán-9. sz. f.  $\parallel$ N; 27,5×

1. 900,5—901,5 m

2. 933,5 m

3. 947,0—948,0 m

4. 954,0 m



1



2



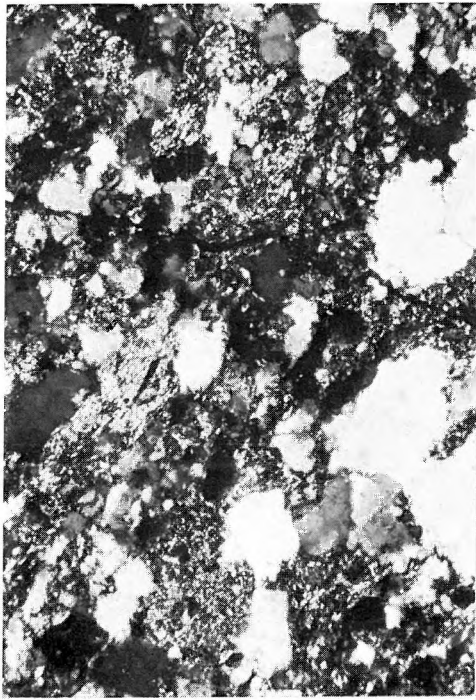
3



4

## XI. TÁBLA — TAFEL XI

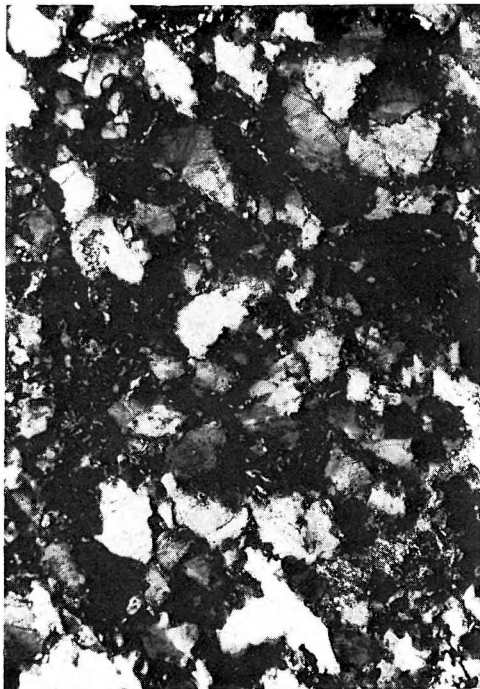
1. Vizéi homokkő. — Viséer Sandstein. +N; 68×
  2. Fillit- és kvarefillittörmelékből álló breccsa. — Aus Phyllit- und Quarzphyllittrümmern bestehende Brekzie. +N; 68×
  3. Vizéi homokkő. — Viséer Sandstein. +N; 68×
  4. Lidit a vizéi összletből. — Lydit aus dem Viséen. ||N; 27,5×
- 
1. Szabadbattyán-10. sz. f. 296,4—297,0 m
  2. Szabadbattyán-9. sz. f. 236,0—236,2 m
  3. Szabadbattyán-9. sz. f. 270,3 m
  4. Szabadbattyán-9. sz. f. 279,6 m



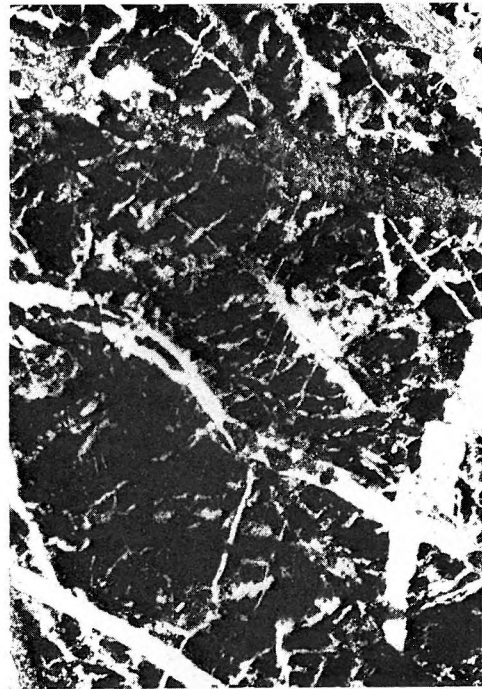
1



2



3



4

**XII. TÁBLA — TAFEL XII**

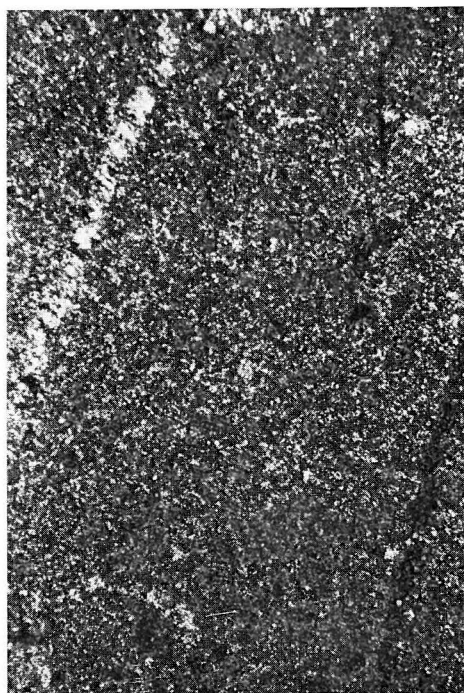
Szabadbattyáni mészkő összlet  
Kalksteinkomplex von Szabadbattyán

1. Szabadbattyán-9. sz. f. 238,6 m +N; 27,5×
2. Szabadbattyán-9. sz. f. 265,5—269,4 m ||N; 27,5×
3. Szabadbattyán-9. sz. f. 303,0 m ||N; 27,5×
4. Szabadbattyán-10. sz. f. 367,0 m ||N; 27,5×





1



2



3



4



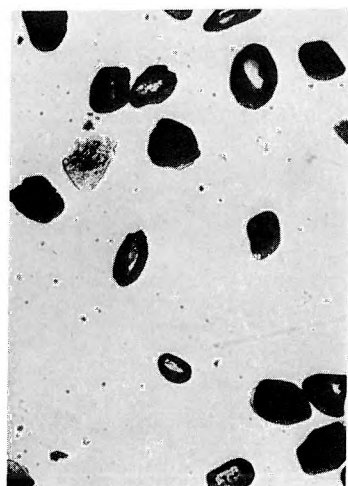
**XIII. TÁBLA — TAFEL XIII**

A szabadbattyáni mészkő összlet ásványai a Szabadbattyán-9. sz. fúrásból  
Die Mineralien des Kalksteinkomplexes von Szabadbattyán aus der Tiefbohrung Szabadbattyán-9

1. Pirit, turmalin, gránát — Pyrit, Turmalin, Granat  
258,7 m
2. Cirkon kristályok — Zirkonkristalle  
270,3 m
3. Hipersztén — Hypersthen  
301,3 m
4. Kloritosodott biotit — Chloritisierter Biotit  
299,2 m
5. Üde biotit — Frischer Biotit  
250,0 m
6. Disztén — Disthen  
287,0 m
7. Plagioklász — Plagioklas  
290,6—291,5 m
8. Tremolit — Tremolit  
258,7 m



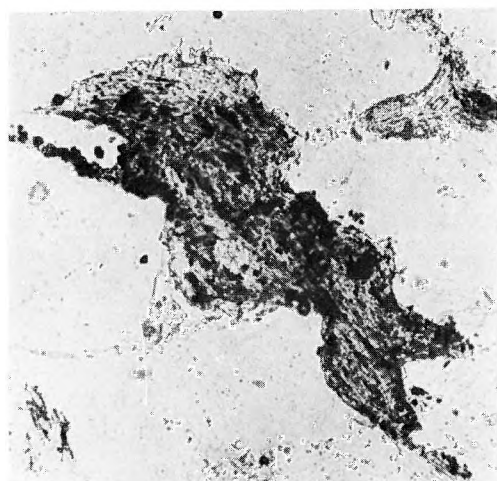
1



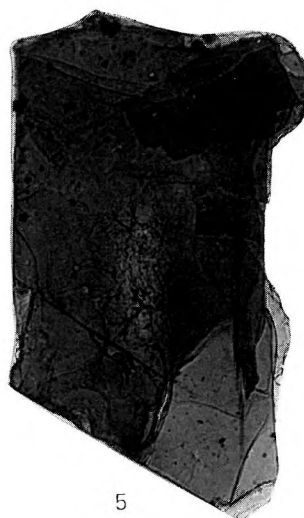
2



3



4



5



6



7

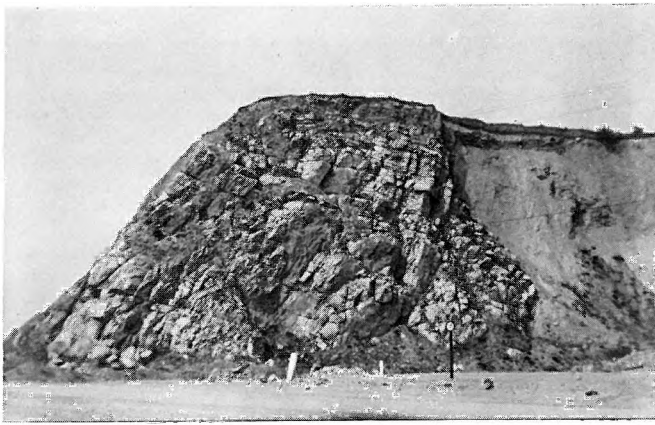


8

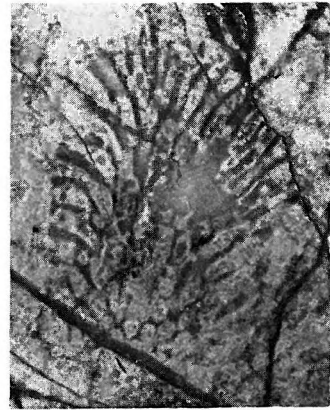
## XIV. TÁBLA — TAFEL XIV

1. Polgárdi-ipartelepi kőfejtő. A 2. képen látható korall lelőhelye. — Der Steinbruch von Polgárdi-Ipartelepek. Fundort des in Abb. 2. dargestellten Koralls.
2. *Tabulata?* sp. a polgárdi mészkő összletből. — *Tabulata?* sp. aus dem Kalksteinkomplex von Polgárdi. 4×
3. Autigén kvarc a polgárdi mészkő összletből. — Autigener Quarz aus dem Kalksteinkomplex von Polgárdi. + N; 170×  
Szabadbattyán-9. sz. f. 107,0 m
4. Autigén földpát a polgárdi mészkő összletből. Polgárdi-ipartelepi kőfejtő I/1. 40. sz. minta. — Autigener Feldspat aus dem Kalksteinkomplex von Polgárdi. Steinbruch von Polgárdi-Ipartelepek, Probe I/1. 40. + N; 68×

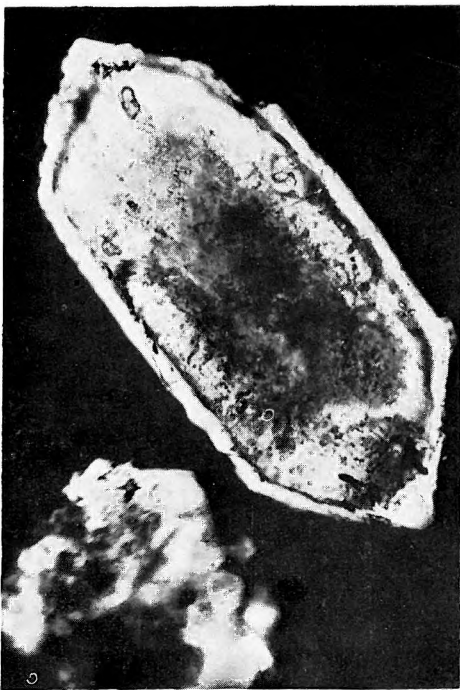
1—2. Fotó: MIHÁLY S.



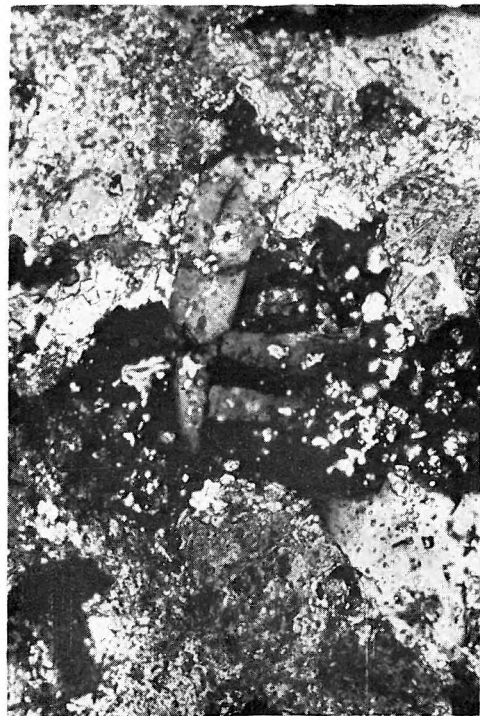
1



2



3

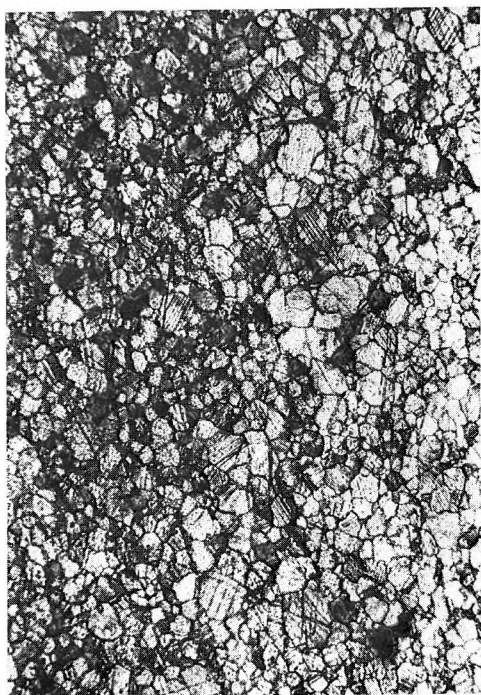


4

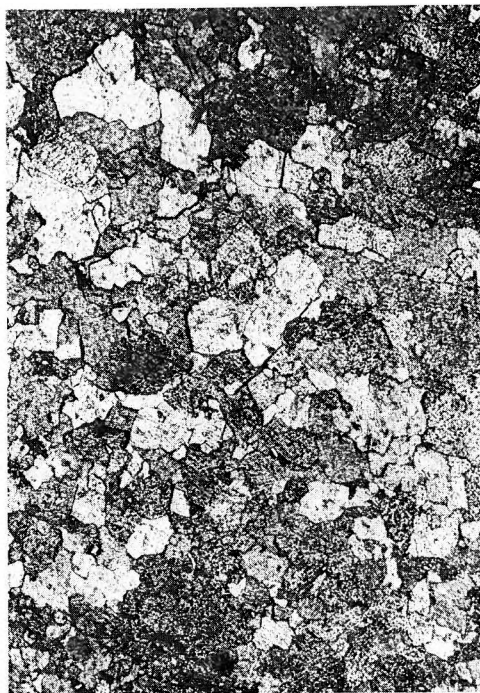
## XV. TÁBLA — TAFEL XV

Polgárdi mészkő összlet  
Kalksteinkomplex von Polgárdi

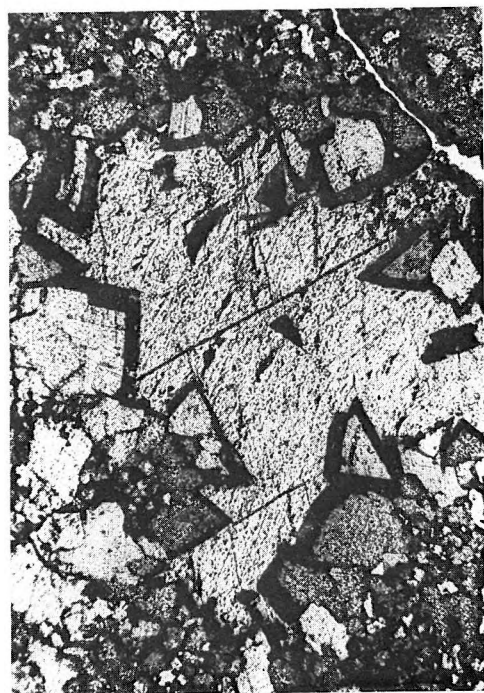
1. Xenotópos mészkő. — Xenotopischer Kalkstein.  $\parallel N$ ;  $27,5\times$   
Polgárdi-ipartelepi kőfejtő
2. Hipidiotópos mészkő. — Hypidiotopischer Kalkstein.  $\parallel N$ ;  $27,5\times$   
Szabadbattyán-9. sz. f. 127,6 m
3. Limonitosodott külső zónás karbonát-romboéderek poikilotópos kalcitpátban. — Karbonatrhomboeder mit limonitisierten äusseren Zonen in poikilotopischem Kalzitspat.  $\parallel N$ ;  $27,5\times$   
Szabadbattyán-9. sz. f. 146—148 m
4. Limonitosodott ankerit(?) -romboéderek poikilotópos kalcitpátban. — Limonitisierte Ankerit(?)rhomboeder in poikilotopischem Kalzitspat.  $\parallel N$ ;  $68\times$   
Polgárdi-ipartelepi kőfejtő



1



2



3



4

## XVI. TÁBLA — TAFEL XVI

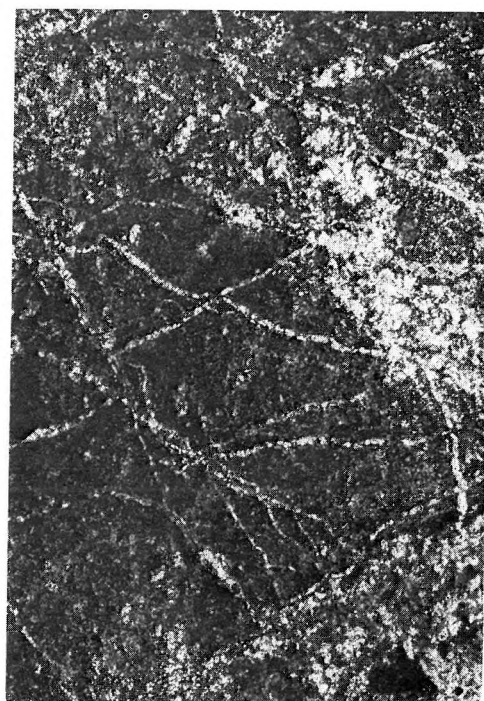
Polgárdi mészkő összlet  
Kalksteinkomplex von Polgárdi

1. Limonitsávos, mikropátitos mészkő, pátitosodással. — Mikrospatitische Kalkstein mit Limonitstreifen und Spatitisierung.  $\parallel N$ ;  $27,5 \times$   
Szabadbattyán-10. sz. f. 171,8—172,3 m
2. Foltosan durvábszemcsés, mikropátitos mészkő. — Fleckenartig grobkörniger, mikrospatitische Kalkstein.  
 $\parallel N$ ;  $27,5 \times$   
Szabadbattyán-9. sz. f. 234—236 m
3. Mikropátit. — Mikrospatit.  $\parallel N$ ;  $27,5 \times$   
Polgárdi-ipartelepi kőfejtő
4. Pátittá kristályosodott mészkő, sávos mikropátit maradványokkal. — In Spatit umgewandelter Kalkstein, mit Überresten von Mikrospatitstreifen.  $\parallel N$ ;  $27,5 \times$   
Polgárdi-ipartelepi kőfejtő

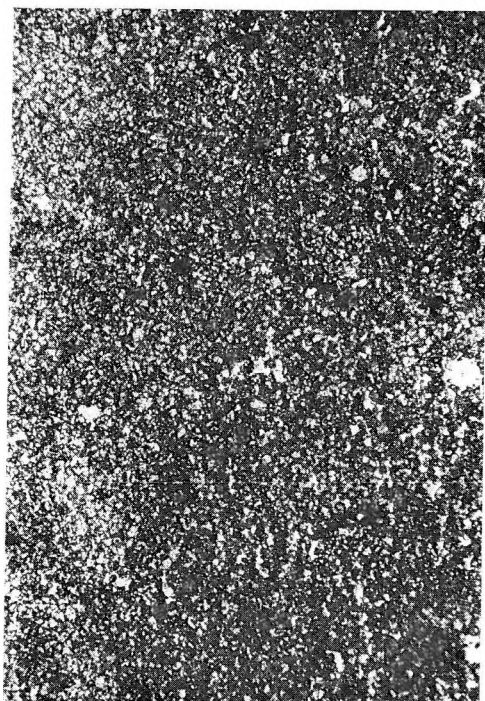




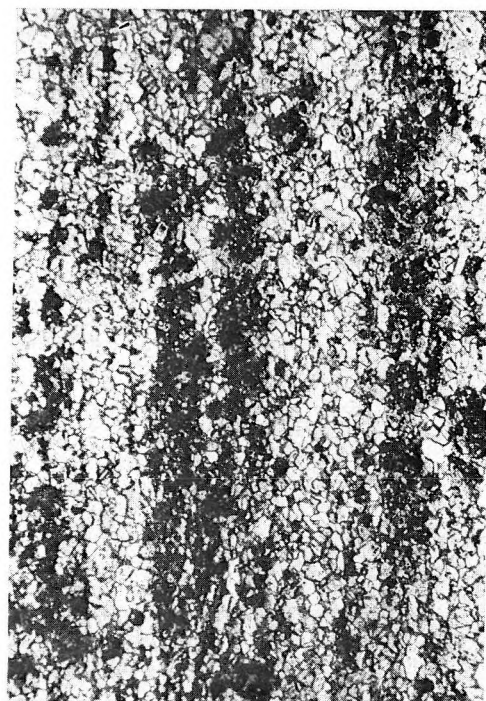
1



2



3



4

## XVII. TÁBLA — TAFEL XVII

A polgárdi mészkő összlet nehézasványai  
Die Schwermineralien des Kalksteinkomplexes von Polgárdi

1. Zöldamfibol — Grüner Amphibol  
134,0 m
2. Hipersztén — Hypersthen  
107,0 m
3. Hipersztén — Hypersthen  
124,1 m
4. Turmalin — Turmalin  
142,0 m
5. Színzónás turmalin — Turmalin mit Farbenzonen
6. Muszkovit — Muskovit
7. Apatit — Apatit  
174,3—174,5 m
8. Aktinolit — Aktinolit  
134,0 m
9. Gránát — Granat  
124,1 m
10. Brookit — Brookit  
174,3—174,5 m
11. Epidot — Epidot  
157,5 m
12. Zónás cirkon — Zonaler Zirkon  
117,6 m

1—4. és 7—12. Szabadbattyán-9. sz. f.

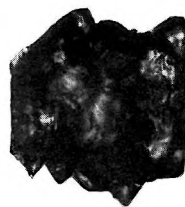
5—6. Polgárdi-ipartelepi kőfejtő 52. sz. minta



1



2



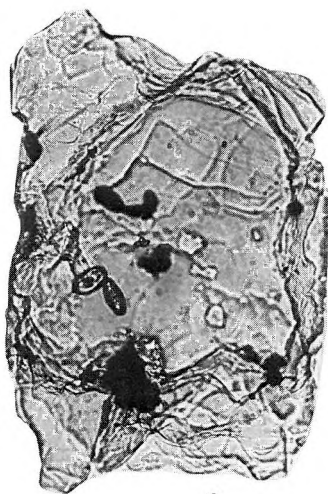
3



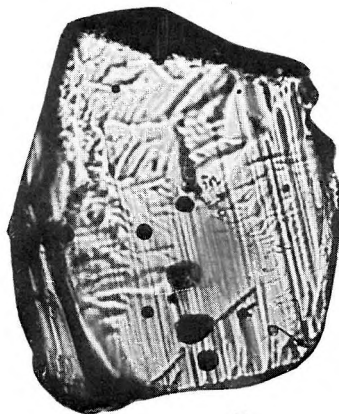
4



5



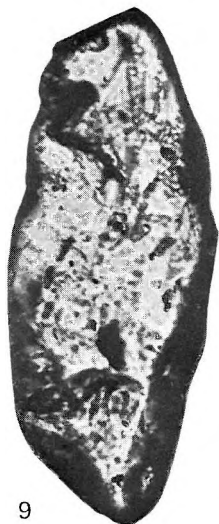
6



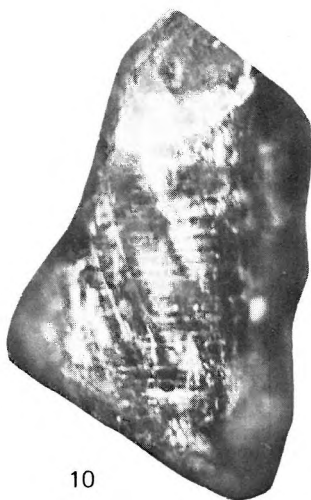
7



8



9



10



12

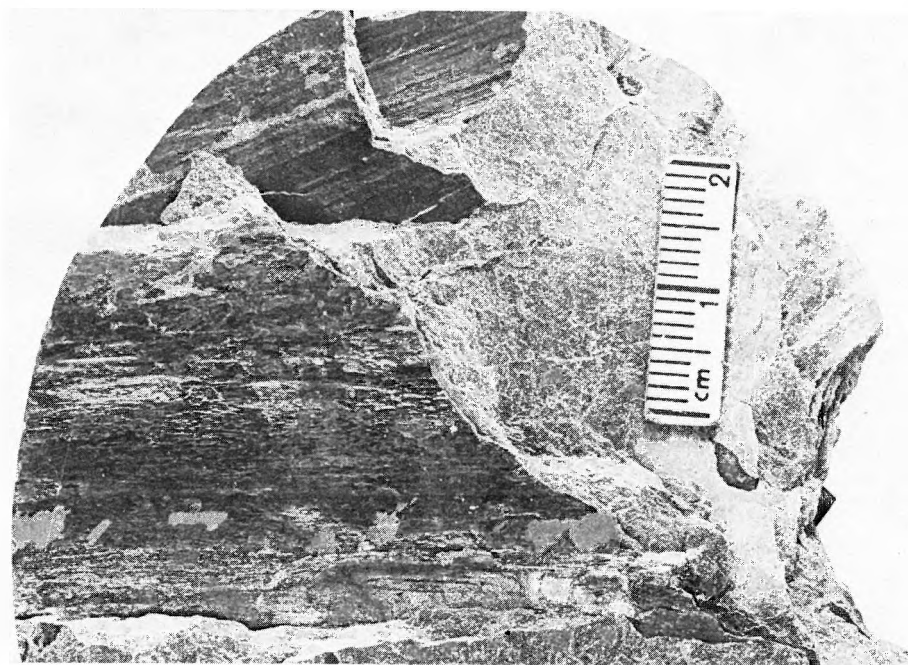


11

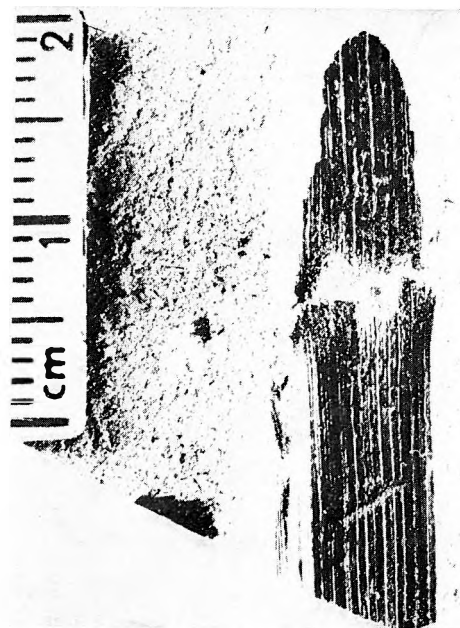
## XVIII. TÁBLA — TAFEL XVIII

1. *Cordaïtes angulosostratus* G. EURY  
Füle-2. sz. f. 256,8—260,0 m
- 2—3. *Cordaïtes principalis* (GERMAR) GEINITZ  
Füle-2. sz. f. 129,7—130,2 m

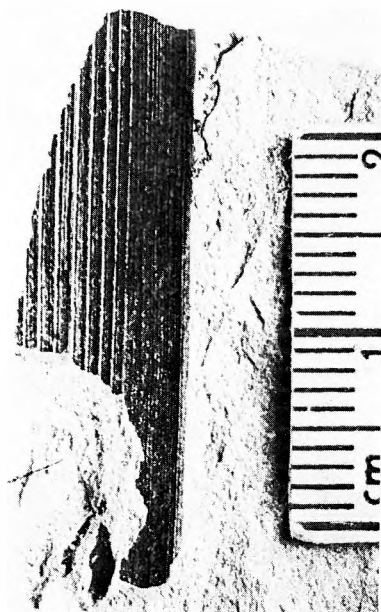
Fotó: PELLÉRDYNÉ



1



2



3

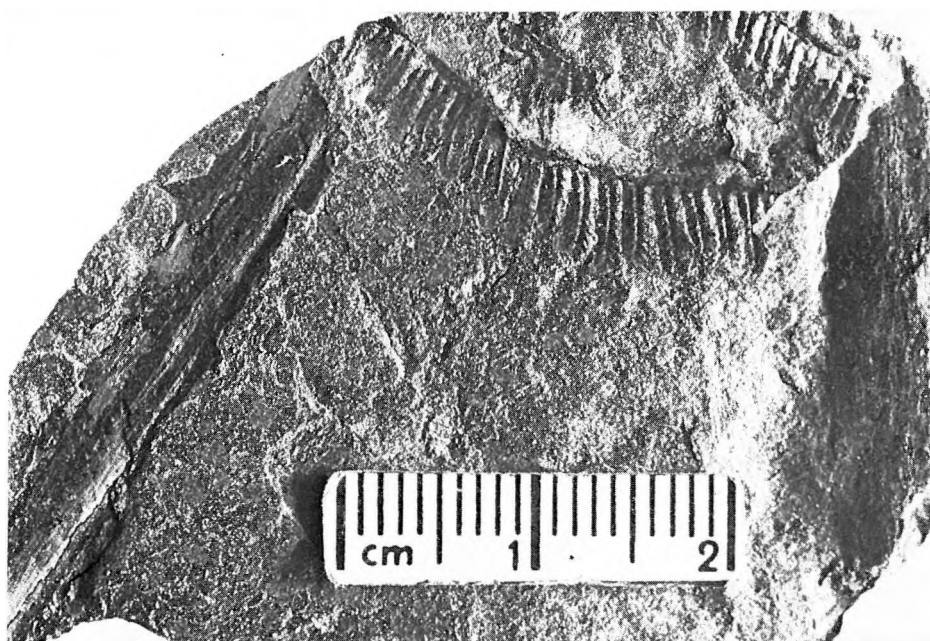
## XIX. TÁBLA — TAFEL XIX

1. *Pecopteris cyathea* SCHLOTHEIM  
Füle-2. sz. f. 255,8 m
2. *Pecopteris cyathea* SCHLOTHEIM  
Füle-2. sz. f. 257,0 m

Fotó: PELLÉRDYNÉ



1



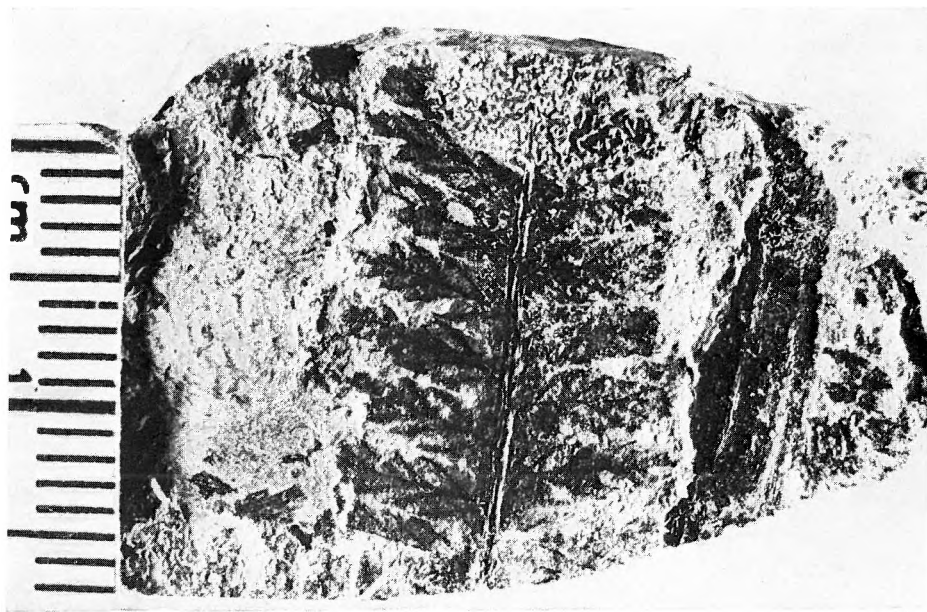
2



**XX. TÁBLA — TAFEL XX**

1. *Pecopteris feminaeformis* (SCHLOTHEIM) STERZEL  
Füle-2. sz. f. 127,5—128,0 m
2. *Pecopteris feminaeformis* (SCHLOTHEIM) STERZEL  
Füle-2. sz. f. 130,7—132,2 m

Fotó: PELLÉRDYNÉ



1



2

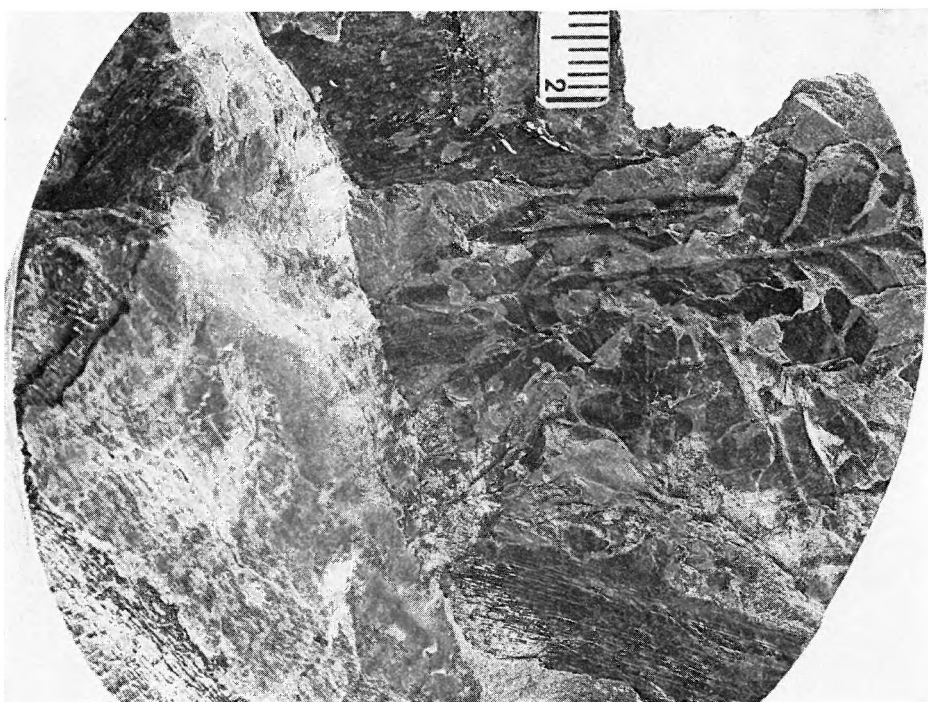
## XXI. TÁBLA — TAFEL XXI

1. *Alethopteris grandini* BRONGNIART  
*Neuropteris tenuifolia* SCHLOTHEIM  
Füle-2. sz. f. 253,2—253,4 m
2. *Alethopteris grandini* BRONGNIART  
*Cordaïtes* sp.  
Füle-2. sz. f. 253,2—253,4 m

Fotó: PELLÉRDYNÉ



1

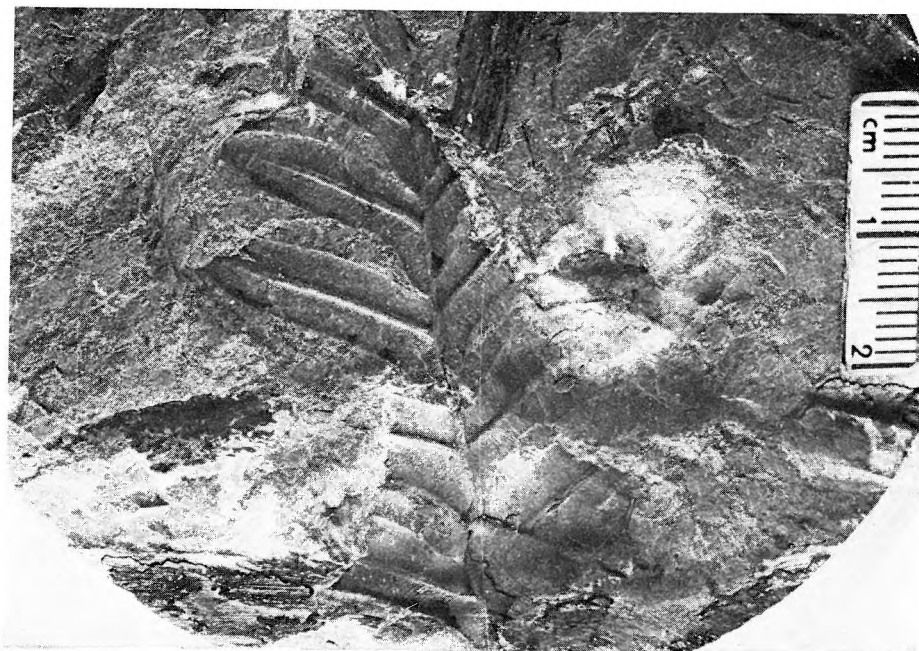


2

**XXII. TÁBLA — TAFEL XXII**

1—2. *Alethopteris grandini* BRONGNIART  
Füle-2. sz. f. 254,5—255,0 m

Fotó: PELLÉRDYNÉ



1

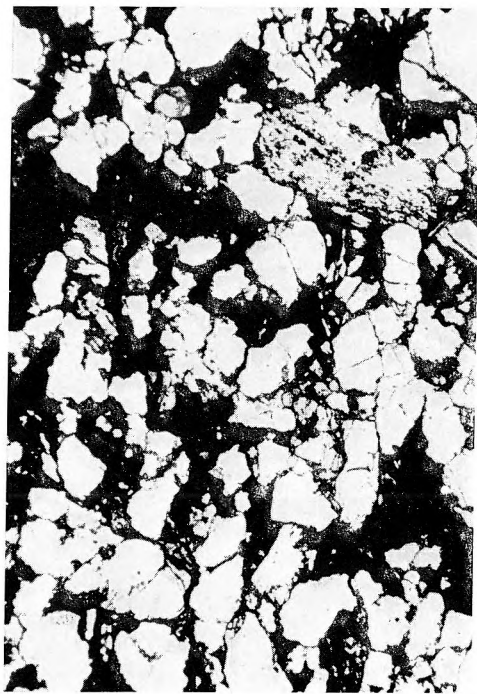


2

## XXIII. TÁBLA — TAFEL XXIII

1. Limonittal cementált fülei homokkő. — Sandstein von Füle, mit Limonit zementiert. ||N; 27,5×  
Füle-2. sz. f. 3,4—3,5 m
2. Fülei homokkő. — Sandstein von Füle. ||N; 27,5×  
Füle-2. sz. f. 89,3 m
3. Fülei homokkő szericites kőzettörmelékben dús típusa. — Der an serizitischem Trümmer reiche Typ des Sandsteins von Füle. +N; 68×  
Füle-2. sz. f. 215,0 m
4. Fülei homokkő csillámban dús típusa. — Der glimmerreicher Typ des Sandsteins von Füle. +N; 68×  
Űrhida-2. sz. f. 164—166 m





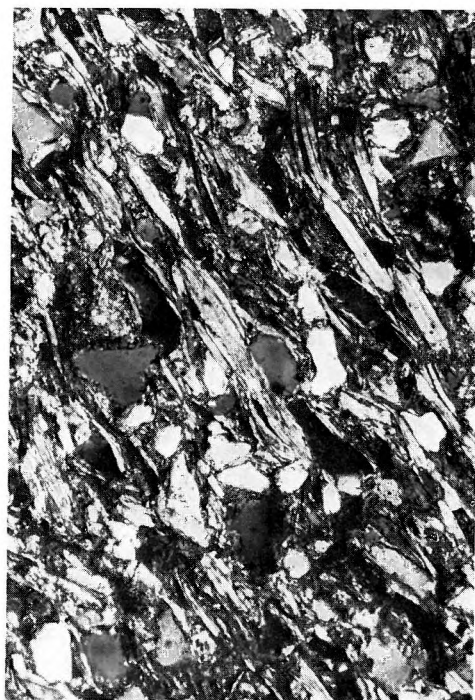
1



2



3

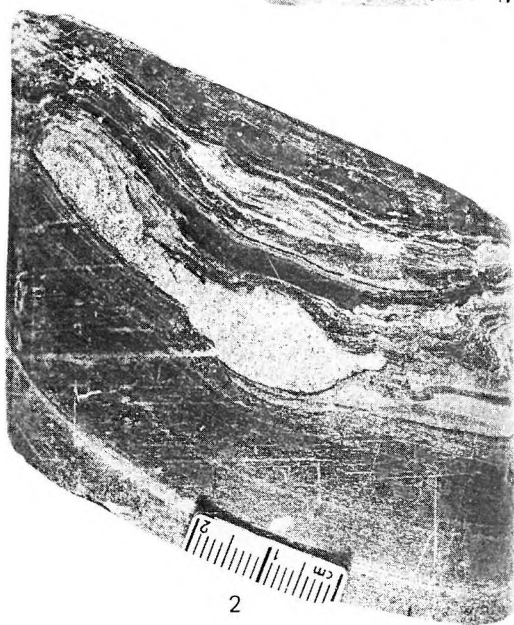


4

## XXIV. TÁBLA — TAFEL XXIV

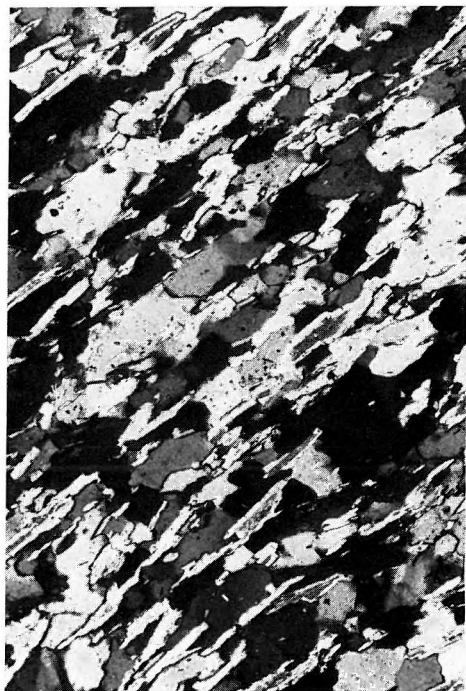
1. Durvaszemű finoman rétegzett homokkő. — Grobkörniger, feingeschichteter Sandstein.  
Füle-2. sz. f. 294,0—294,2 m
- 2—3. Konvolúció durvaszemű homokkőben. — Konvolution in grobkörnigem Sandstein.  
Füle-2. sz. f. 293,8—294,0 m

Fotó: PELLÉRDYNÉ



## XXV. TÁBLA — TAFEL XXV

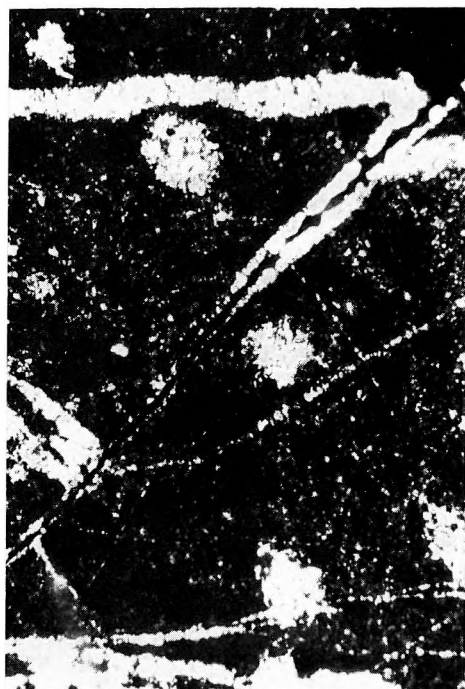
1. Kvarcfillitkavics a fülei konglomerátumból. — Quarzphyllitgeröll aus dem Konglomerat von Füle.  
+N; 68×  
Füle, kőfejtő
2. Liditkavics a fülei konglomerátumból. — Lyditgeröll aus dem Konglomerat von Füle. ||N; 27,5×  
Füle-2. sz. f. 190,5 m
- 3–4. Radiolariákat tartalmazó liditkavicsok a fülei konglomerátumból. — Radiolarienführende Lyditgerölle  
aus dem Konglomerat von Füle. +N; 68×  
Füle-2. sz. f. 265,5–265,8 m



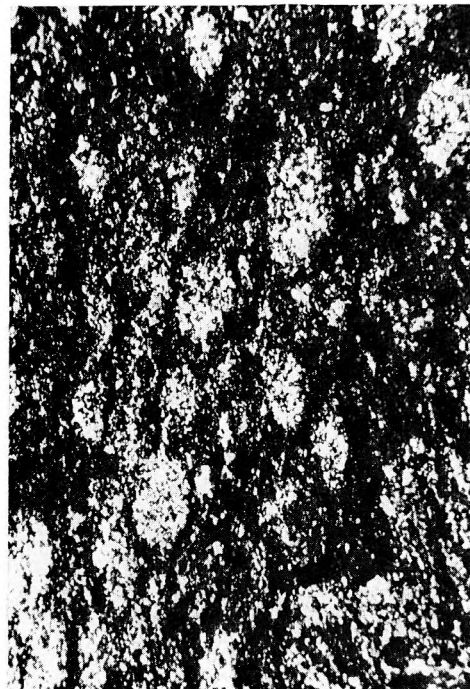
1



2



3

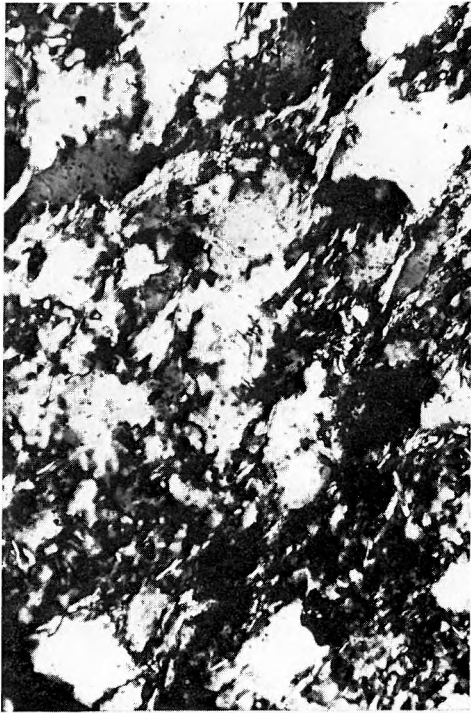


4

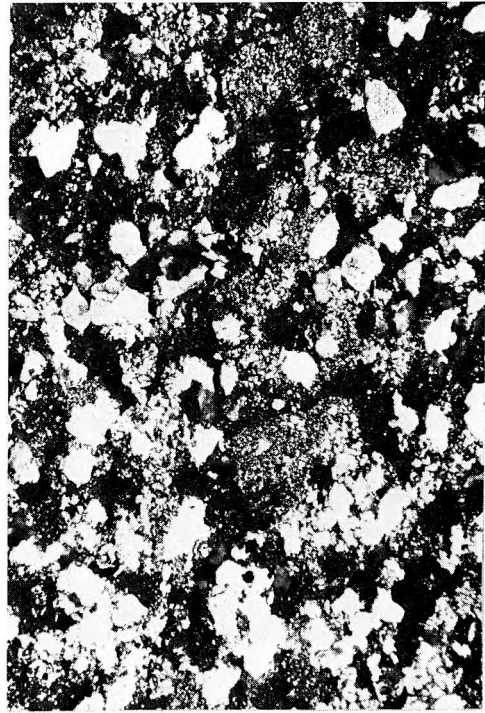
**XXVI. TÁBLA — TAFEL XXVI**

1. Homokkőpala-kavics a fülei konglomerátumból. — Sandsteinschiefergeröll aus dem Konglomerat von Füle.  
+N; 170×  
Füle-2. sz. f. 169,1—169,4 m
2. Ua. — Ds. +N; 27,5×  
Füle-2. sz. f. 180,1—180,4 m
- 3—4. Kvareitszerű homokkőpala-kavics a fülei konglomerátumból. — Quarzitähnliches Sandsteingeröll aus dem Konglomerat von Füle. +N; 68×  
Füle-2. sz. f. 289,8 m

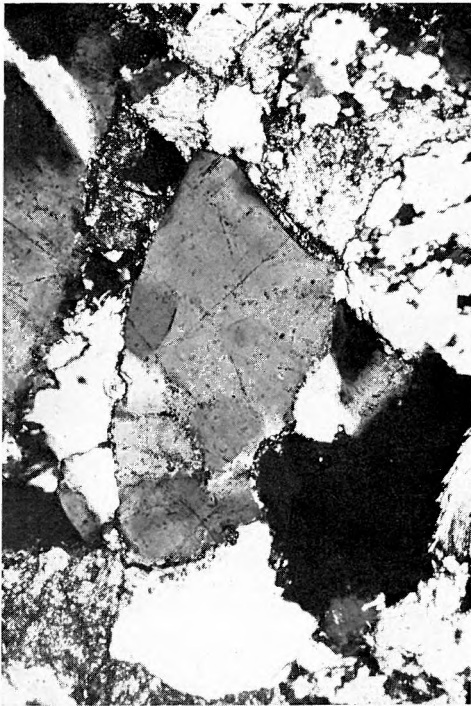




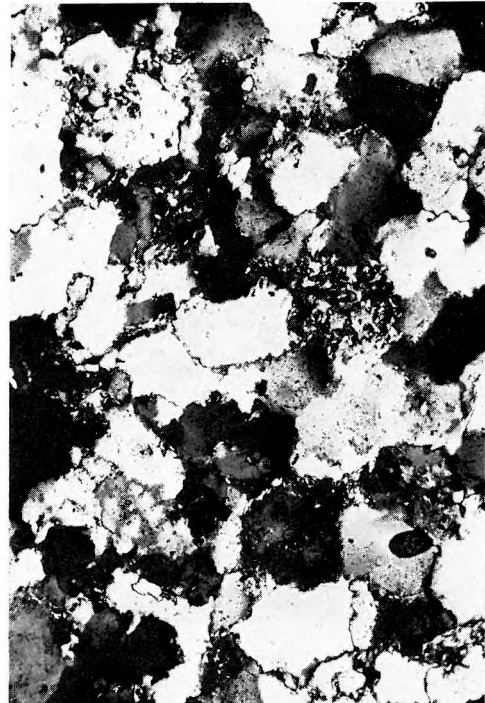
1



2



3

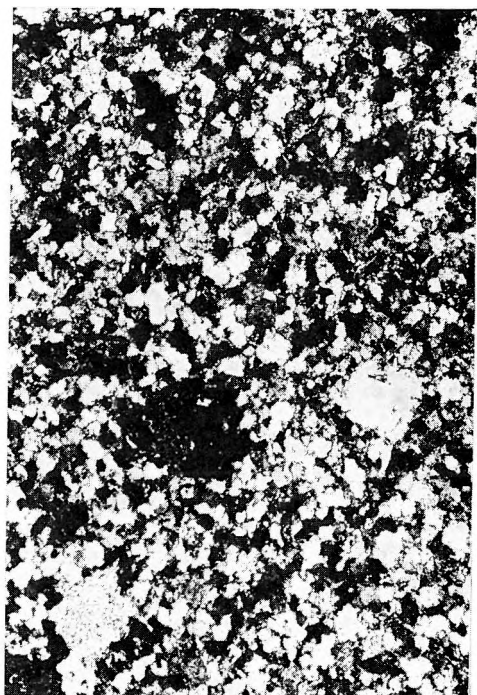


4

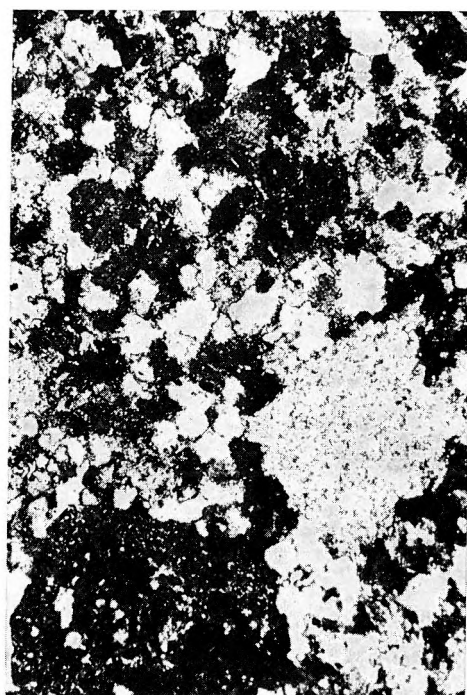


**XXVII. TÁBLA — TAFEL XXVII**

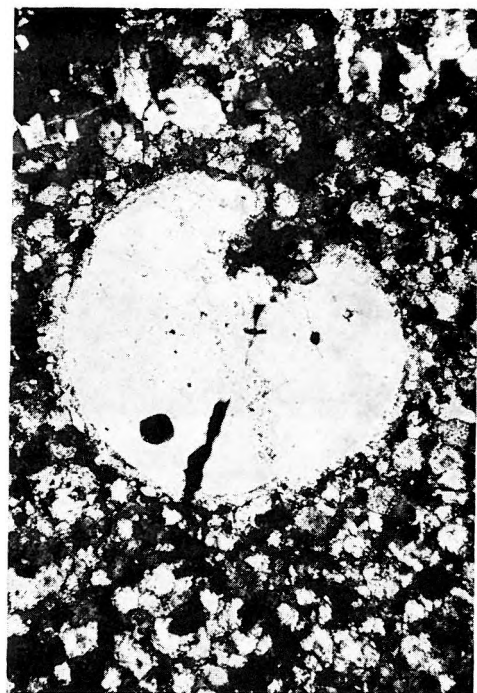
- 1 — 2. Kvarcporfirkavics a fülei konglomerátumból. — Quarzporphyrgeröll aus dem Konglomerat von Füle.  
+ N;  $27,5 \times$  (1),  $68 \times$  (2)  
Füle-2. sz. f. 186,3 m
3. Visszaoldódott kvarc kvarcporfirkavicsban. Fülei konglomerátum. — Resorbierter Quarz im Quarzporphyrgeröll. Konglomerat von Füle. + N;  $27,5 \times$   
Füle-2. sz. f. 194,0 m
4. Kvarcporfirtufa-kavics a fülei konglomerátumból. — Quarzporphyrtuffgeröll aus dem Konglomerat von Füle. + N;  $27,5 \times$   
Füle-2. sz. f. 212,8—213,0 m



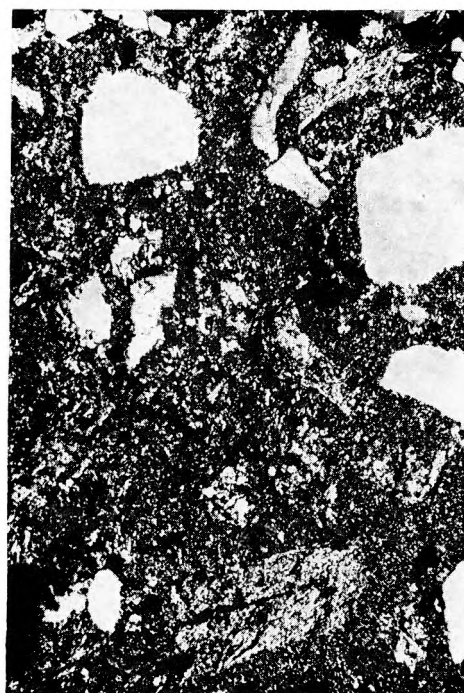
1



2



3



4



MONOSTORI MIKLÓS:

**A SZABADBATTYÁNI KARBON MÉSZKŐ MIKROFAUNÁJA**

М. МОНОШТОРИ:

**МИКРОФАУНА КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ У С. САБАДБАТТЬЯН**

A kézirat lezárva: 1974-ben

Дата поступления рукописи в Редакцию: 1974 г.



## BEVEZETÉS

1952-ben publikálta FÖLDVÁRI ALADÁR a Szabadbattyán környékén feltárt sötét bitumenes mészkő összlet alsókarbon (dinanti) korára vonatkozó felismerését. A mészkő faunájából a *Hexaphyllia mirabilis* (DUNCAN) és *Kansuella transdanubica* n. sp. fajokat írta le részletesen. A *Foraminiferák* közt felismerte az *Endothyra*-félék gyakoriságát és a fejlett *Fusulinidae*-k teljes hiányát.

A területen ez idő óta több kutatófúrás is mélyült. A M. Áll. Földtani Intézet paleozóos vizsgálati programjának keretében került sor 1971-ben — az Intézet támogatásával — a szabadbattyáni karbon mészkő összlet mikrofaunájának vizsgálatára a budapesti Eötvös Loránd Tudományegyetem Őslénytani tanszékén. Egyéb faunaelemek vizsgálata (DETRE CS., 1971; MIHÁLY S., 1971) a mikrofauna vizsgálatokkal megegyező eredményeket hozott.

A vizsgálat 316 db vékonycsiszolatból készült, ezeket részben FÖLDVÁRI A. professzor bocsátotta rendelkezésünkre a szabadbattyáni kutatótáró anyagából, részben a Földtani Intézetben, illetve az Őslénytani Tanszéken készültek a mélyfúrások anyagából.

A mélyfúrások által harántolt karbon mészkő összlet (a foraminiferás minták alapján) a következő mélységközökben található:

Szabadbattyán-9. sz. f. 285,1 — 314,9 m

Szabadbattyán-10. sz. f. 335,9 — 342,6 m

A bányászati feltárás során végzett vizsgálatok szerint (FÖLDVÁRI A., 1952) az összlet sem a fekvő, sem a fedő felé nem folyamatos. A fedő és fekvő rétegekből mikrofauna a szűrőpróbaszerű vizsgálat során nem került elő.

## KÖZETJELLEG, A FAUNA MEGTARTÁSA ÉS ELOSZTLÁSA

A kőzetösszlet az uralkodó mészkő mellett törmelékes betelepüléseket is tartalmaz (MIHÁLY S., 1971).

A mészkő tektonikusan erősen igénybe vett, sok a kalcittal kitöltött repedés. A tektonikus hatások a faunát megrongálták. A kőzet feltehetően nagyrészt biogén eredetű, de alkotó elemei részben utólagos hatásokra átkristályosodtak, a biogén jelleg csak egyes jobb megtartású részeken észlelhető jól. Az összletben organogén detrituszos, kalkarenites és mikrites mészkövek váltakoznak.

A mészkő fő kőzetalkotó elemei eredetileg sem a *Foraminifera*-vázak lehettek. Egyes rétegek rendkívül *Foraminifera*-szegények, tömeges előfordulás nincs. Nagyon sok *Foraminifera* a tektonikus mozgások és az átkristályosodás miatt roncsolt. Érthető tehát, hogy egy-egy fajnak rendszerint csak egyetlen vagy néhány meghatározható példánya került elő. A rossz megtartási állapot miatt nehezen vizsgálható a falszerkezet. Ezen okok miatt leggyakrabban csak közelítőleg határozhatók meg a fajok.

A faunából a következő alakokat sikerült meghatározni (részletes leírásukat lásd az idézett Annales cikkekben — MONOSTORI 1975, 1976):

*Pachysphaerina* cf. *pachysphaeroides* (PRONINA, 1963)

*Eotuberitina reitlingerae* MIKLUHO-MACLAY, 1958

*Diplosphaerina* cf. *inaequalis* (DERVILLE, 1952)

*Parathurammia* cf. *stellata* LIPINA, 1950

*Parathurammia* cf. *spinosa* LIPINA, 1950

*Parathurammia* cf. *suleimanovi* LIPINA, 1950

*Palaeotextularia* sp.

*Howchinia declive plana* MONOSTORI, 1975

*Howchinia* sp.

*Tetrataxis incurva* MONOSTORI, 1975

*Tetrataxis* cf. *paraminima* VISSARIONOVA, 1948

*Tetrataxis* cf. *pressula* MALAKHOVA, 1956

*Tetrataxis* n. sp.?

*Tetrataxis* sp. 1.

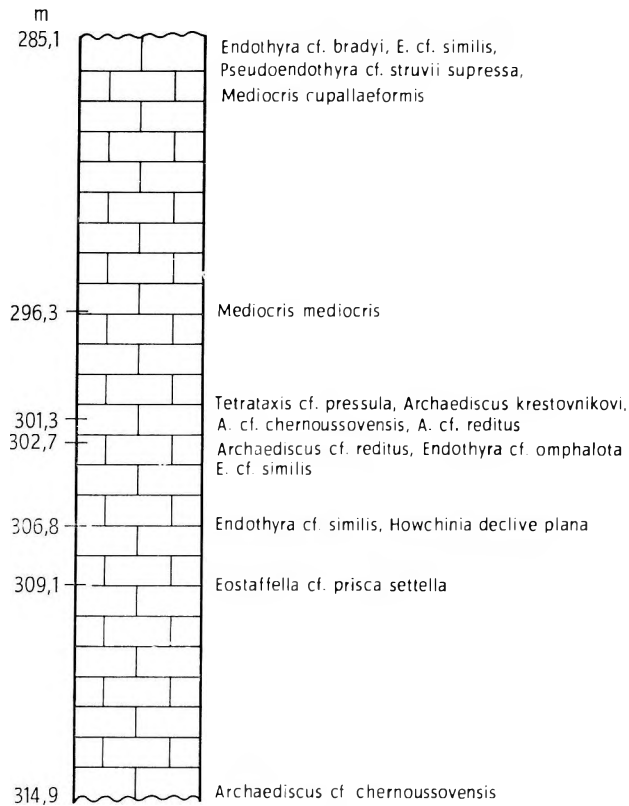
*Archaediscus* cf. *chernousovensis* MAMET, 1966

*Archaediscus krestovnikovi* RAUSER-CHERNOUSOVA, 1948

*Archaediscus* cf. *reditus* CONIL et LYS, 1968

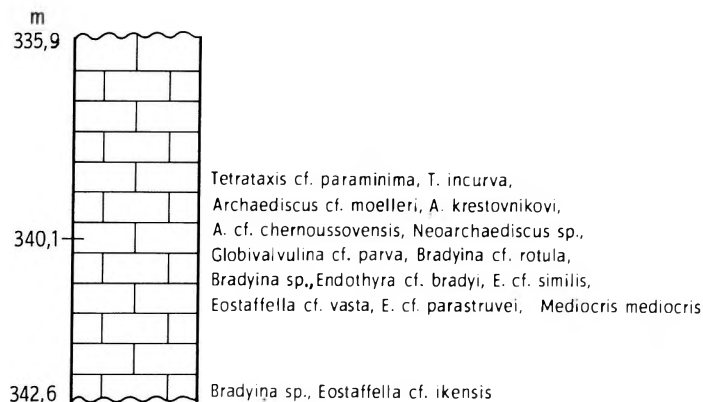
*Archaediscus* cf. *moelleri* RAUSER-CHERNOUSOVA, 1948

*Neoarchaediscus* sp.



1. ábra. Egyes Foraminifera fajok előfordulása a Szabadbattyán-9. sz. mélyfúrásban

Рис. 1. Местоположение находок отдельных видов фораминифер в разрезе глубокой скважины Сабатбаттян-9



2. ábra. Egyes Foraminifera fajok előfordulása a Szabadbattyán-10. sz. mélyfúrásban

Рис. 2. Местоположение находок отдельных видов фораминифер в разрезе глубокой скважины Сабатбаттян-10



*Globivalvulina* cf. *parva* TCHERNYSEVA, 1948  
*Globivalvulina* sp. 1.  
*Globivalvulina* ? sp. 2.  
*Bradyina* cf. *rotula* (EICHWALD, 1860)  
*Bradyina* sp.  
*Endothyra* cf. *bradyi* MIKHAILOV, 1939  
*Endothyra* cf. *omphalota* RAUSER-CHERNOUSSOVA et REITLINGER, 1936  
*Endothyra* cf. *prisca* RAUSER-CHERNOUSSOVA et REITLINGER, 1936  
*Endothyra* cf. *similis* RAUSER-CHERNOUSSOVA et REITLINGER, 1936  
*Eostaffella* cf. *ikensis* VISSARIONOVA, 1948  
*Eostaffella* cf. *parastruvei* RAUSER-CHERNOUSSOVA, 1948  
*Eostaffella* cf. *prisca settella* GANELINA, 1951  
*Eostaffella* cf. *vasta* ROZOVSKAJA, 1963  
*Eostaffella* sp.  
 ?*Eostaffella* sp.  
*Mediocris mediocris* (VISSARIONOVA, 1948)  
*Mediocris cupellaeformis* (GANELINA, 1951)  
*Mediocris* sp. 1.  
*Mediocris* sp. 2.  
*Pseudoendothyra* cf. *struvii supressa* (SCHLYKOVA, 1951)  
*Pseudoendothyra* sp.

A rétegtanilag fontosabb alakok előfordulását a két mélyfúrás anyagában — ahol pontosan mély-ségi szinthez voltak köthetők — az 1. és 2. ábra mutatja. A mész-kő oszlopdiagramja azt kívánja szemléltetni, hogy a *Foraminifera* fauna kizárólag a mész-kőből került leírásra, ezért nincsenek a törmelék-betelepülések feltüntetve.

## RÉTEGTANI ÉRTÉKELÉS

1. A *Foraminifera* fauna rossz megtartási állapota és kis egyedszáma megnehezíti a rétegtani értékelést. A szabadbattyáni karbon *Foraminiferákról* adott legújabb értékelés (SIDÓ M., 1971) adatait, mely szerint a fauna a Bükk hegységi felsőkarbonnal lenne korban összevethető, a mellékelt táblák nem támasztják alá. A III. tábla 2. ábráján ábrázolt *Plectofusulina* sp. nem fejlett *Fusulinida*, feltételezhetően egy *Eostaffella*-metszet, mely irányítatlansága miatt meghatározhatatlan. Ugyanezen tábla 3. ábráján bemutatott *Codonofusiella* sp. egy hasonlóan irányítatlan *Endothyra* metszet (a perm szintjelző *Codonofusiella* jelenléte egyébként sem valószínű a karbonban), a 4. ábrán szereplő *Ozawainella* cf. *angulata* COLANI feltehetően az *Eostaffella ikensis* rokonsági körébe tartozó alak lehet, ez szintén egy rossz irányítottágú metszet, közelebbi meghatározás lehetősége nélkül.

A fauna karbon korához nem férhet kétség. Az előkerült fauna elegendő alapot nyújt ahhoz is, hogy a namuri emeletnél fiatalabb emeletek jelenlétét kizárhassuk: a *Foraminifera* faunából teljesen hiányoznak a fejlett *Fusulinidae*-k, melyek a hasonló fáciesű Bükk hegységi moszkvai — urali mész-kövekben gyakoriak. Ezeket ROZOVSKAJA (1963) dolgozta fel.

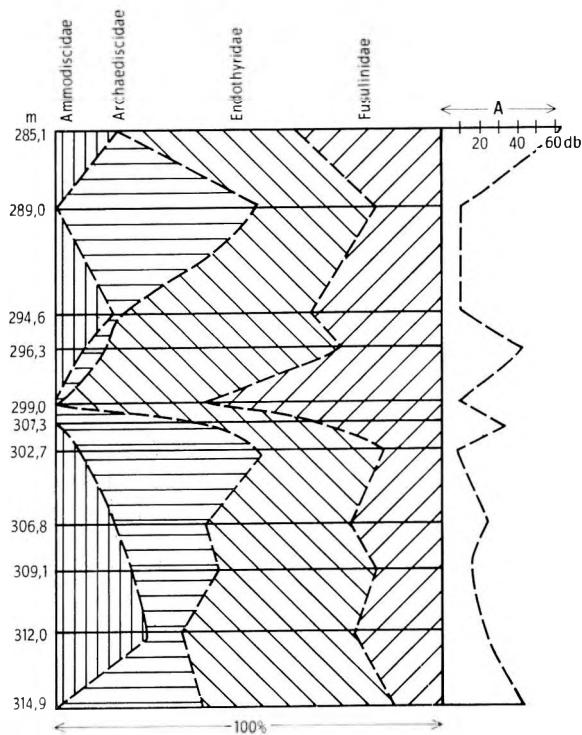
A fauna összetétele alapján nem mutathatunk ki vízi emeletnél idősebb képződményeket sem. A vizsgált összletet tehát a vízi — namuri emeletekben kell elhelyeznünk.

2. A rétegtani besorolásnál a következő problémákkal kell számolnunk:

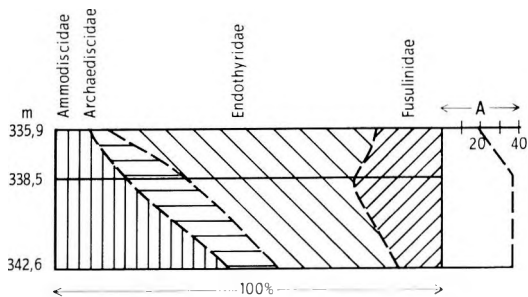
a) Az európai namuri képződmények eddig ismert *Foraminifera* faunája szegényes és kevésbé jellemző. A vízi — namuri képződmények *Foraminiferák* alapján történő elhatárolásához MAMET — CHOUBERT — HOTTINGER (1966) marokkói vizsgálati adatai nyújtanak némi támpontot. Itt is azonban főként a mennyiségi adatok döntőek, a mi adataink a kis egyedszám miatt ezekkel nem vehetők össze. A namuri emeletre jellemzőnek tekintett *Asteroarchaediscus baschkiricus* csoporthoz tartozó alakok egyáltalán nem kerültek elő anyagunkból, az eddigi vizsgálatok szerint a *Loeblichia* genus sem szerepel.

b) Gazdagabb *Foraminifera* fauna van a szovjetunióbeli vízi feletti képződményekben. Ezeknek a nyugat-európai namuri emelethez való viszonya máig vitatott kérdés.

Az *Ammonoidea* faunára vonatkozó legújabb vizsgálatok (RUZHENCEV és BOGOSLOVSKAYA, 1971) lehetővé tették a nyugat-európai namuri emelet azonosítását a Szovjetunió megfelelő képződményeivel. Ennek során viszont a namuri és moszkvai emeletek között az átfedően felállított baskiri emelet helyett a biztosabban elhatárolható kajali emeletet alkalmazzák. Más szerzők (IVANOVA — ROZOVSKAJA, 1970) a vízi és baskiri emelet közti rétegeket azonosítják a nyugat-európai namuri emelettel.



3. ábra. A Foraminiferák mennyiségi eloszlása a Szabadbattyán-9. sz. mélyfúrásban (A = Foraminiferák egyedszáma 5 csiszolatban)  
 Рис. 3. Количественное распределение фораминифер в разрезе глубокой скважины Сабатбатьян-9 (A = количество особей фораминифер в 5 шлифах)



4. ábra. A Foraminiferák mennyiségi eloszlása a Szabadbattyán-10. sz. mélyfúrásban (A = Foraminiferák egyedszáma 5 csiszolatban)  
 Рис. 4. Количественное распределение фораминифер в разрезе глубокой скважины Сабатбатьян-10 (A = количество особей фораминифер в 5 шлифах)

A mélyfúrásokban harántolt karbon rétegek a gyér fauna miatt tovább nem tagolhatók, s nehézségekbe ütközik a két szelvény egybevetése is. A két fúrás faunái között bizonyos eltérések mutatkoznak, ilyen pl. a *Bradyina*-nak a Szabadbattyán-10. sz. mélyfúrásban való ismételt megjelenése és hiánya a 9. sz. mélyfúrás anyagából (1–2. ábra). Ezek az eltérések azonban lehetnek fácieseltérések is. [A mélyfúrásokon belül az egyes rétegek faunaképe és *Foraminifera*-tartalma rendkívül változó képet mutat (3–4. ábra), ez is a fáciesek gyors tér- és időbeli változékonyságáról tanúskodik.]

A szerzők harmadik csoportja (POPOVA – EINOR – ALEXANDROV – REITLINGER, 1970; EINOR, 1970) továbbra is vitatja a namuri emelet alkalmazhatóságát. A nézeteltérés fő oka, hogy a különféle állat- és növénycsoportokban nem mutatkozik szinkron evolúció. OSIPOVA – HECKER – BELSKAYA (1971) rámutatnak, hogy a *Foraminifera* faunában a namuri emelet alján új alak alig jelenik meg. Míg egy sor makrofaunacsoportban jelentős evolúciós változások mutathatók ki, a *Foraminifera* lelassult evolúciót mutatnak.

A namuri emelet felső határának kérdésében mutatkozó nézeteltérések a szabadbattyáni rétegekre nézve – a fauna jellege miatt – nem bírnak jelentőséggel. A vízei emelet felső határát (azaz a vízei – namuri határt) valamennyi itt említett szovjet munka egyértelműen a serpuhovi főhorizont alján vonja meg. A szovjetunióbeli és a nyugat-európai vízei – namuri határ azonosításában csak az jelenthet kisebb problémát, hogy RUZHENCEV – BOGOSLOVSKAYA (1971) a belgiumi legfelső vízei (V3c) rétegeket már legalsó namurinak tekinti.

3. A szabadbattyáni *Foraminifera* fauna összetétele erősen eltér az alsóvízei faunáktól, különböző fokú rokonságot mutat a középsővízei, felsővízei és alsónamuri együttesekkel.

Egyedül a *Bradyina cribristomata* RAUSER et REITLINGER fajjal rokonságba hozható *Bradyina* sp. olyan alak, melyet eddig a vízei emeletből nem említettek. A *Bradyina rotula* (EICHWALD) faj rokonsági körébe tartozó alakok mind a Szovjetunióban, mind Belgiumban és Franciaországban a vízei emelet felső részétől ismertek. Vízéinél fiatalabb rétegekből biztosan nem ismert eddig a *Mediocris cupellaeformis* (GANELINA).

A meghatározás nehézségei ellenére megállapítható, hogy a szabadbattyáni *Foraminifera* olyan fajokkal mutatnak rokonságot, melyek együttesen mind a Szovjetunióban, mind a belgiumi dinanti sztratotípusban a felsővízeiben jelentkeznek. Az eltérések főként fácies okokra vezethetők vissza (Belgiumban pl. a *Mediocris* genus csak a középsővízeiben jelentkezik.). Mindezek alapján biztosan állíthatjuk, hogy a szabadbattyáni karbon mészkő középsővízeinél nem idősebb és alsónamurinál nem fiatalabb korú képződmény. A *Foraminifera* fauna összességében a felsővízei együttesekkel mutatja a legnagyobb mérvű rokonságot.

## FÁCIÉS ÉRTÉKELÉS

1. A szabadbattyáni karbon mészkő összletben végig gyakoriak a *korallók*, *Brachiopodák*, *Echinodermaták*. Ebből normális óceáni sótartalmú tengeri körülményekre következtethetünk.

2. A víz sekély lehetett, erre utal a sok kékeszöld alga (*Girvanella*).

3. Időnként erős vízmozgást jelezhetnek a durva organogén detrituszos rétegek.

4. A kőzet fő biogén alkotórészei nem a *Foraminiférák*, a mészkő inkább brachiopodás – crinoidás mészkőnek tekinthető.

5. A négy fő *Foraminifera*-csoport viszonylagos gyakoriságának, valamint az egyedszám változásának vizsgálata (3–4. ábra) a sekélytengeri körülmények között az életviszonyok gyors tér- és időbeli változásaira utalhat.

6. A gyér *Foraminifera* fauna finomabb ökológiai kép megrajzolására nem alkalmas. Megemlíthető azonban, hogy MAMET (1968) szerint a primitív *Fusulinidaek* gyakorisága biogén felhalmozódások („zátonyok”) környékén gyakori. Ilyen helyről említi KALASNIKOV (1967) rögzített *Foraminiférák* (*Tuberitinae*) gyakoriságát. A „*Calcsphaerák*” (= *Pachysphaerina*) gyakorisága MAMET (1970) szerint zátonyok mögötti lagúnára jellemző. KALASNIKOV (1967) viszont a primitív *Fusulinidaek* eurybiontáknak tartja, szerinte gyakoriságuk a *Foraminiférákra* kedvezőtlen életkörülményekre utal.

\* \* \*

Következtetések a képződésre: A szabadbattyáni karbon mészkő normális óceáni sótartalmú sekély vízben képződött, feltehetően részben biogén felhalmozódások formájában. A sekély vízben térben és időben erősen változó életkörülmények a *Foraminiférák* számára általában kedvezőtlenek voltak.

## ÖSSZEFOGLALÁS

A szabadbattyáni *Foraminifera* fauna feldolgozása rétegtani vonatkozásban lehetővé tette, hogy a kérdéses mészkőképződmény vízi korát – melyet FÖLDVÁRI A. (1952) elsősorban *korallók* és *Brachiopodák* alapján ismert fel – *Foraminiférákkal* is igazolhassuk.

A szabadbattyáni vízei *Foraminifera* faunáknak nagy jelentőséget ad az, hogy a nyugat-európai és kelet-európai foraminiferás vízei előfordulások közt nagyon kevés összekötő faunát ismerünk.

A rétegtani következtetések mellett a fauna fácies szempontjából is értékelhető volt. Normális sótartalmú sekélyvízi tengeri életkörnyezetre utal, a sekélyvízi környezetnek megfelelő sűrű helyi életfeltétel-módosulásokkal, ami változatos faunaösszetételt eredményezett.

## IRODALOM — ЛИТЕРАТУРА

- DETRE Cs. 1971: A szabadbattyáni karbon Brachiopoda-leletek. — Ősl. Viták 18. pp. 77–88, 1. t.
- FÖLDVÁRI, A. 1952: Lead ores and fossiliferous Dinantian (Lower Carboniferous) at Szabadbattyán. — Acta Geol. I. pp. 11–136, T. 1–9.
- MAMET, B. 1968: Sur les microfacies calcaires du Viséen de la Montagne Noire (France). — Revue d. Micropal. 11. pp. 121–136, Pl. 1–5.
- MAMET, B. 1970: Carbonate microfacies of the Windsor Group (Carboniferous), Nova Scotia and New Brunswick. — Geol. Surv. of Canada, Paper 70–71. pp. 1–82, Pl. I–XIX.
- MAMET B. — CHOUBERT, G. — HOTTINGER, L. 1966: Notes sur le Carbonifère du Jebel Quarkzis. Étude de passage du Viséen au Namurien d'après les Foraminifères. — Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 198. pp. 7–21, Pl. 1–4.
- MIHÁLY S. 1971: A szabadbattyán–kőszárhegyi bitumenes mészkőösszlet alsó-karbon korallfaunájának újrvizsgálata. — Ősl. Viták, 18. pp. 51–76, t. I–IV.
- MIHÁLY S. 1973: A szabadbattyáni Kőszárhegy alsó-karbon koralljainak újrvizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1971-ről. pp. 249–276.
- MONOSTORI, M. 1975: The microfauna of the Carboniferous limestone at Szabadbattyán (Transdanubia, Hungary). Part 1. — Ann. Univ. Sci. Budap., Sect. Geol. XVII.
- MONOSTORI, M. 1976: The microfauna of the Carboniferous limestone at Szabadbattyán (Transdanubia, Hungary). Part 2. — Ann. Univ. Sci. Budap., Sect. Geol. XVIII.
- ROZOVSKAJA, Sz. E. 1963: Bükk hegységi Fusulinidák. — Geol. Hung. ser. Pal. 28. pp. 1–38. t. I–II.
- SIDÓ M. 1971: Adatok a hazai paleozóikum mikropaleontológiájához. — Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről. pp. 703–705, t. I–VI.

- Иванова, Е. А. — Розовская, С. Н.* 1970: О подразделении каменноугольной системы на отделы. — Проблемы стратиграфии карбона, Наука, Москва, pp. 17—27.
- Калашиников, Н. В.* 1967: Экология фауны и биомическое районирование каменноугольного моря Северного Урала. — Наука, pp. 1—54, t. I—VI.
- Осипова, А. И. — Геккер, Р. Ф. — Бельская, Т. Н.* 1971: Закономерности распределения, распространения и смены фауны в поздневизейском и ранненамюрском эпиконтинентальных морях Русской платформы. — Современные проблемы палеонтологии, Тр. Пал. инст. АН СССР, pp. 279—293.
- Попова, З. Г. — Эйпур, О. Л. — Александров, В. А. — Рейтлингер, Е. А.* 1970: К проблеме намюрского яруса по новым данным классического разреза р. Шартым. — Проблемы стратиграфии карбона, Наука, Москва, pp. 123—132.
- Руженцев, В. Е. — Богословская, М. Ф.* 1971: Намюрский этап в эволюции аммоноидей. Ранненамюрские аммоноидей. — Тр. Пал. инст. АН СССР.
- Эйпур, О. Л.* 1970: Серпуховский ярус и его положение в каменноугольной системе. — Проблемы стратиграфии карбона, Наука, Москва, pp. 107—122.

## ВВЕДЕНИЕ

В 1952 г. А. Фёльдвари опубликовал сообщение об определении им нижнекаменноугольного (динант) возраста темноцветных битуминозных известняков, вскрытых в районе села Сабадбаттьян. Из фауны известняков он детально описал виды *Hexaphyllia mirabilis* (DUNCAN) и *Kansuella transdanubica* n. sp. Из фораминифер он установил частую встречаемость представителей *Endothyra* и полное отсутствие высоко организованных фузулинид.

В рассматриваемом районе с тех пор было пробурено несколько разведочных скважин. В рамках программы по исследованию палеозоя, выдвинутой Венгерским геологическим научно-исследовательским институтом, в 1971 г. на Кафедре палеонтологии Университета им. Лоранда Этвеша начали изучение микрофауны карбоновых известняков, известных у с. Сабадбаттьян. Изучение других фаунистических элементов (Ч. Демре, 1971; Ш. Михай, 1971) дало результаты, соответствующие результатам исследований микрофауны.

В процессе этих работ изучалось 316 шлифов, которые частично нам были переданы профессором А. Фёльдвари из материала разведочной штольни, пройденной в с. Сабадбаттьян, частично же были взяты из материала глубокого бурения и изучены в Венгерском геологическом научно-исследовательском институте и на Кафедре палеонтологии Университета.

Толща каменноугольных известняков, пройденная скважиной глубокого бурения, находится в пределах следующих интервалов глубин (судя по образцам, содержащим фораминиферы):

скважина Сабадбаттьян—9: 285,1—314,9 м,  
скважина Сабадбаттьян—10: 335,9—342,6 м.

По результатам исследований, проведенных в процессе горных работ (А. Фёльдвари, 1952), рассматриваемая толща не является выдержанной ни в сторону вышележащих пород, ни в сторону подстилающих отложений. При выборочном опробовании вышележащих и подстилающих пород микрофауны обнаружено не было.

## ХАРАКТЕР ПОРОД, СОХРАННОСТЬ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФАУНЫ

Рассматриваемая толща кроме преобладающих известняков содержит также и прослой обломочного материала (Ш. Михай, 1971).

Известняки тектонически сильно нарушены, в них много трещин, заполненных кальцитом. Тектонические эффекты привели к сильному повреждению фауны. Порода является, по-видимому, биогенной, но ее компоненты частично перекристаллизованы в результате постгенетических процессов. Таким образом, биогенный характер можно хорошо наблюдать только лишь в некоторых, лучше сохранившихся частях. В толще чередуются органогенно-детритовые, калькаренитовые и микритовые известняки.

Скелеты фораминифер, по-видимому, даже первоначально не являлись главным породообразующим элементом известняка. Некоторые слои чрезвычайно бедны фораминиферами, причем в массовом количестве фораминиферы не встречаются. В связи с тектоническими движениями и перекристаллизацией очень много фораминифер оказалось сильно разрушенными. Таким образом само собою разумеется, что в собранном комплексе фауны отдельные виды представлены, как правило, единичными или, по крайней мере, лишь несколькими отождествляемыми экземплярами. Из-за плохой сохранности фауны возникают трудности при изучении структуры стенок раковин. В связи с этим виды подаются только приблизительному определению.

Список форм, определенных из фауны, приведен в венгерском тексте (их подробное описание дано в цитируемых статьях журнала *Annales — Monostori*, 1975, 1976).

Местонахождение стратиграфически более важных видов в материале двух скважин глубокого бурения — там, где была возможна их точная привязка к соответствующим глубинным горизонтам — показано на рис. 1 и 2. Диаграмма известняка показывает, что фауна фораминифер описана исключительно из известняка, поэтому обломочные прослои на ней не показаны.

## СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА

1. В связи с плохой сохранностью и небольшим количеством особей фауны *фораминифер* стратиграфическая оценка затруднительна. Данные новейшей оценки сабадбатьянских карбоновых *фораминифер* (М. Шидо, 1971) — согласно которой рассматриваемая фауна по возрасту сопоставима с фауной верхнего карбона гор Бюкк — не подтверждается приложенными фототаблицами. Форма, отображенная как *Plectofusulina* sp. на фиг. 2 таблицы III, представляет собою не высокоразвитую фузулиниду, а, по-видимому, поперечное сечение *Eostaffella*, которое является неопределимым из-за своей неориентированности. *Codonofusiella* sp., показанная на фиг. 3 той же самой таблицы, также является неориентированным сечением *Endothyra* (присутствие в карбоне представителей *Codonofusiella*, являющихся руководящими формами перми, впрочем, также невероятно). Форма *Ozawainella* cf. *angulata* COLANI, показанная на фиг. 4, может принадлежать к группе близких к виду *Eostaffella ikensis* форм, представляя собою, опять-таки, поперечное сечение плохой ориентации, не позволяющее какое-либо более точное определение.

Что касается каменноугольного возраста фауны, то в нем сомневаться не приходится. Собранный фауна дает достаточное основание к тому, чтобы исключить наличие стратиграфических горизонтов моложе намюрского яруса. Дело в том, что в фауне *фораминифер* полностью отсутствуют высокоразвитые представители *Fusulinidae*, часто встречающиеся в московско-уральских известняках аналогичной фации на территории гор Бюкк. Этот комплекс фауны был обработан Розовской (1963).

На основании состава фауны не представляется возможным также выявление образований древнее визейского яруса. Следовательно, изученный комплекс следует отнести к визейско-намюрским ярусам.

2. При определении стратиграфической принадлежности пород надо считаться со следующими проблемами:

а) Известная до сих пор *фораминиферная* фауна намюрских отложений Европы является бедной, мало характерной. Для разграничения по *фораминиферам* визейско-намюрских отложений могут оказать некоторую помощь результаты исследований, проведенных Маме, Шубером и Хоттингером (1966) на территории Марокко. Однако, в тех работах решительную роль сыграли в основном количественные данные, с которыми наши данные не могут быть сопоставлены из-за небольшого количества особей. Формы, относящиеся к группе *Asteroarchaediscus baschkiricus*, считающейся характерной для намюрского яруса, совсем не были найдены в нашем материале, причем — по данным проведенных до сих пор исследований —, не представлен и род *Loeblichia*.

б) Более богатая фауна встречается в отложениях, залегающих над визейскими на территории СССР. Вопрос об отношении этих пород к намюрскому ярусу Западной Европы остается спорным и по сей день.

Новейшие данные по фауне аммоноидей (Руженцев и Богословская, 1971) позволили идентифицировать намюрский ярус Западной Европы с соответствующими образованиями СССР. Однако при этом вместо башкирского яруса, установленного с определенным перекрытием между намюрским и московским ярусами, применяют каяльский ярус, разграничаемый с большой уверенностью. Другие авторы (Иванова—Розовская, 1970) с намюрским ярусом Западной Европы идентифицируют слои, находящиеся между визейским и башкирским ярусами.

Третья группа авторов (Попова—Эйно́р—Александров—Рейтлингер, 1970; Эйно́р, 1970) продолжает по-прежнему оспаривать применимость намюрского яруса вообще. Разногласие обусловлено главным образом тем, что в различных группах животных и растений не наблюдается никакая синхронная эволюция. Осипова—Геккер—Бельская (1971) указывают на то, что в фауне *фораминифер* в основании намюрского яруса едва появляются какие-либо новые формы. Если в ряде групп макрофауны проявляются существенные эволюционные изменения, то *фораминиферы* обнаруживают весьма замедленную эволюцию.

Разногласия по вопросу верхней границы намюрского яруса в отношении разреза у с. Сабадбатьян — в связи с своеобразным характером фауны — не имеют значения. Верхнюю границу визейского яруса (то есть границу между визейским и намюрским ярусами) авторы всех вышеупомянутых советских работ проводят однозначно в основании серпуховского надгоризонта. Небольшую проблему в идентификации визейско-намюрской границы, проводимой на территории СССР, с одной

стороны, и в Западной Европе, с другой, может вызвать только то, что Руженцев—Богословская (1971) визейские слои в Бельгии (VЗс<sup>5</sup>) считают уже относящимися к самым низам намюрского яруса.

3. Фауна *фораминифер* в разрезе у с. Сабадбаттьян сильно отличается по составу от нижневизейских фаун, показывая различной степени родственные черты со средневизейским, верхневизейским и нижненамюрским комплексами.

Единственно *Bradyina* sp., близкая к виду *Bradyina cribristomata* RAUSER et REITLINGER, является формой, до сих пор еще не упомянутой из визейского яруса. Формы группы *Bradyina rotula* (EICHWALD) известны, начиная с верхней части визейского яруса, как в СССР, так и в Бельгии и Франции. В после-визейских отложениях до сих пор еще совсем не известен вид *Mediocris cupellaeformis* (GANELINA).

При существующих трудностях определения можно отметить, что сабадбаттьянские *фораминиферы* обнаруживают родственные черты с такими видами, которые совместно проявляются в верхневизейском подъярусе как на территории СССР, так и в стратотипическом разрезе динанта в Бельгии. Различия обусловлены главным образом фаціальными причинами (в Бельгии, например, род *Mediocris* появляется только в средневизейское время). Но основании всех этих фактов можно с уверенностью сказать, что каменноугольные известняки в разрезе у с. Сабадбаттьян не древнее среднего визе и не моложе нижнего намюра. Фауна *фораминифер* в общей сложности обнаруживает наиболее близкое родство с верхневизейским комплексом.

Пройденные глубоким бурением каменноугольные отложения, из-за бедности фауной, не поддаются более дробному делению, причем затруднено и сопоставление разрезов двух рассматриваемых скважин. Между фаунами этих двух скважин наблюдаются некоторые расхождения, как например многократное появление представителей *Bradyina* в разрезе скважины Сабадбаттьян—10 и их отсутствие в материале скважины Сабадбаттьян—9 (рис. 1—2). [Состав фауны и содержание *фораминифер* отдельных слоев в разрезах глубоких скважин показывают чрезмерно изменчивую картину (рис. 3—4), что также свидетельствует о быстрой смене фаций в пространстве и времени.]

## ФАЦИАЛЬНАЯ ОЦЕНКА

1. В толще каменноугольных известняков у с. Сабадбаттьян остатки *кораллов*, *брахиопод* и *иглокожих* часто встречаются по вмесу разрезу. Это обстоятельство позволяет судить о накоплении вмещающих их осадков в условиях морской среды нормальной солености, характерной для океанов.

2. Бассейн был, по-видимому, мелководным. Об этом свидетельствует большое количество синеватозеленых водорослей (*Girvanella*).

3. Наличие грубозернистых, органогенно-детритовых осадков указывает, по всей вероятности, на периодически усиливавшиеся движения морской воды.

4. Главными биогенными компонентами породы следует считать не *фораминиферы*, а брахиоподы и криноидеи (брахиоподово-криноидовые известняки).

5. В результате изучения относительной частоты встречаемости четырех основных групп *фораминифер*, а также изменения количества их особей (рис. 3—4) можно судить о том, что в условиях мелководного моря произошли быстрые смены в пространстве и времени условий жизни.

6. В связи с редкой встречаемостью *фораминифер* фауны точная реконструкция экологических условий не представляется возможной. Однако, можно все же отметить, что — по мнению Маме (Маме, 1968) — примитивные *фузулины* чаще всего встречаются около скоплений биогенных осадков („рифов“). Из таких мест рифогенных скоплений упоминает Калашиников (1967) частую встречаемость остатков прикрепленных ко дну *фораминифер* (*Tuberitinae*). По данным Маме (1970), частота встречаемости представителей „*Calcisphaera*“ (= *Pachysphaerina*) характерна для лагун, расположенных за рифами. Калашиниковым (1967) же примитивные *фузулины* считаются эврибионтами. По его мнению частота встречаемости этих форм свидетельствует о неблагоприятных для *фораминифер* условиях жизни.

\* \* \*

Выводы по вопросу формирования рассматриваемых отложений: карбоновые известняки у с. Сабадбаттьян образовались в условиях мелководного моря нормальной солености, характерной для океанов, по всей вероятности в виде биогенных скоплений. Условия жизни, изменявшиеся в пространстве и во времени в условиях мелководного моря, были, как правило, неблагоприятными для *фораминифер*.



## РЕЗЮМЕ

Обработка фауны *фораминифер* из разреза у с. Сабадбаттьян позволила подтвердить и при помощи *фораминифер* визейский возраст рассматриваемых известняков, определенный А. Фёльдвари (1952) преимущественно на основании кораллов и *брахиопод*.

Визейским *фораминиферовым* фаунам у с. Сабадбаттьян придает большое значение тот факт, что известно весьма небольшое количество фаун, представляющих собою связывающее звено между фораминиферо-содержащими визейскими толщами Западной и Восточной Европы.

Наряду с возможностью стратиграфических выводов фауна дала также возможность для оценки и с фациальной точки зрения. Она указывает на мелководную морскую среду нормальной солености с частыми изменениями локальных условий жизни, характерными для мелководной среды. Этим и обусловлено разнообразие состава рассматриваемой фауны.

## **TÁBLÁK — ТАБЛИЦЫ**

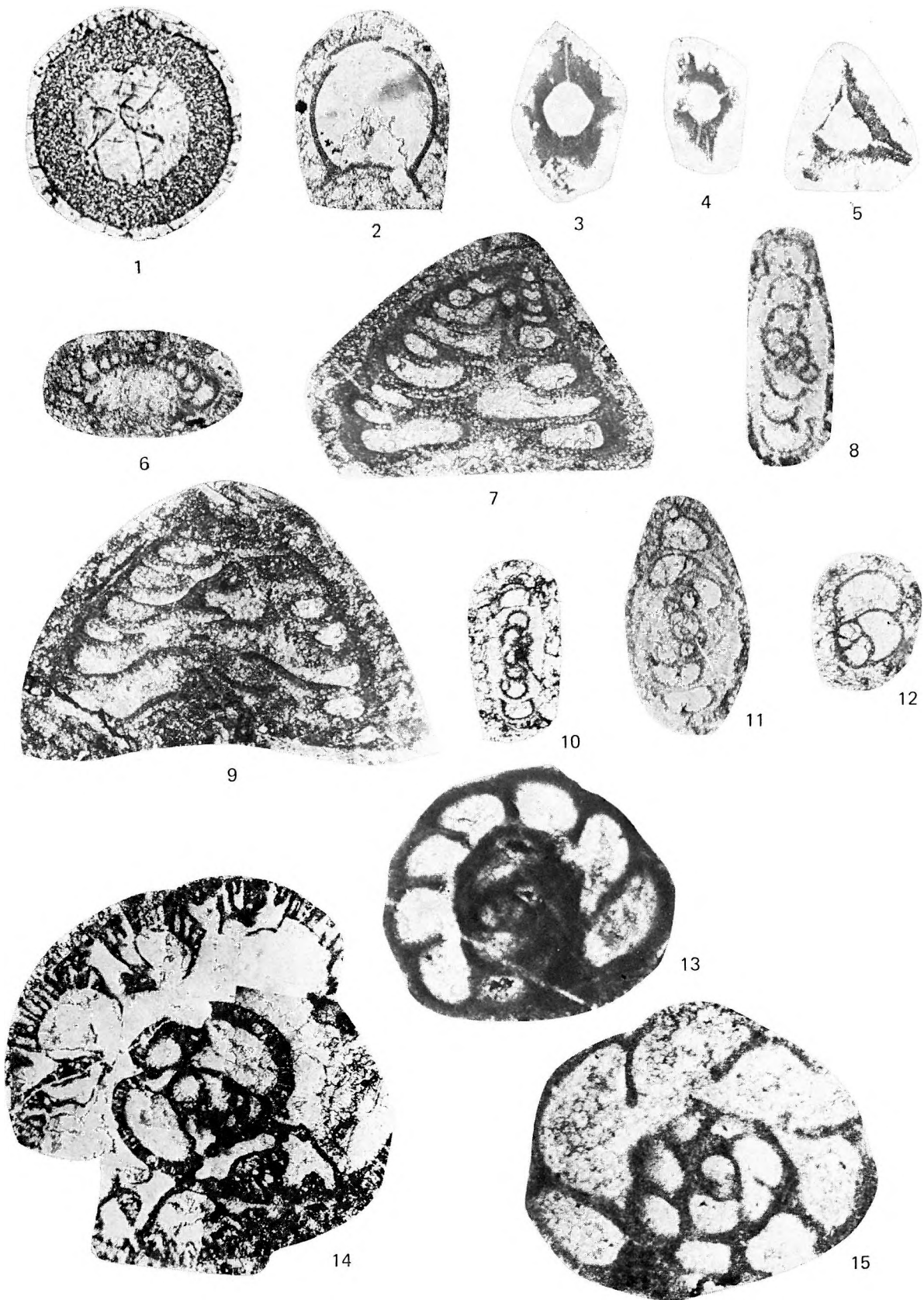
## I. TÁBLA — ТАБЛИЦА I

1. *Pachysphaerina* cf. *pachysphaeroides* (PRONINA) 400×  
339,3 m
2. *Eotuberitina reitlingeræ* MIKLUHO-MACLAY 100×  
302,7 m
3. *Parathurammia* cf. *suleimanovi* LIPINA 100×
4. *Parathurammia* cf. *stellata* LIPINA 100×  
338,5—340,1 m
5. *Parathurammia* cf. *spinosa* LIPINA 100×  
338,5—340,1 m
6. *Howchinia declive plana* MONOSTORI 100×  
309,0 m
7. *Tetrataxis incurva* MONOSTORI 40×  
338,5—340,1 m
9. *Tetrataxis* n. sp.? 40×  
342,6 m
- 8., 10. *Archæodiscus krestovnikovi* RAUSER-CHERNOUSSOVA 100×  
10.: 338,5—340,1 m
11. *Archæodiscus* cf. *reditus* CONIL et LYS 100×  
301,3 m
12. *Globivulvulina* cf. *parva* TCHERNYSHEVA 100×  
338,5—340,1 m
13. *Endothyra* cf. *similis* RAUSER-CHERNOUSSOVA et RETILINGER 100×  
306,8 m
14. *Bradyina* cf. *rotula* (EICHWALD) 40×
15. *Endothyra* cf. *bradyi* MIKHAILOV 100×

1., 4., 5., 7., 9., 10., 12.: Szabadbattyán-10. sz. f.

2., 6., 11., 13.: Szabadbattyán-9. sz. f.

3., 8., 14., 15.: Kutató- áró



## II. TÁBLA — ТАБЛИЦА II

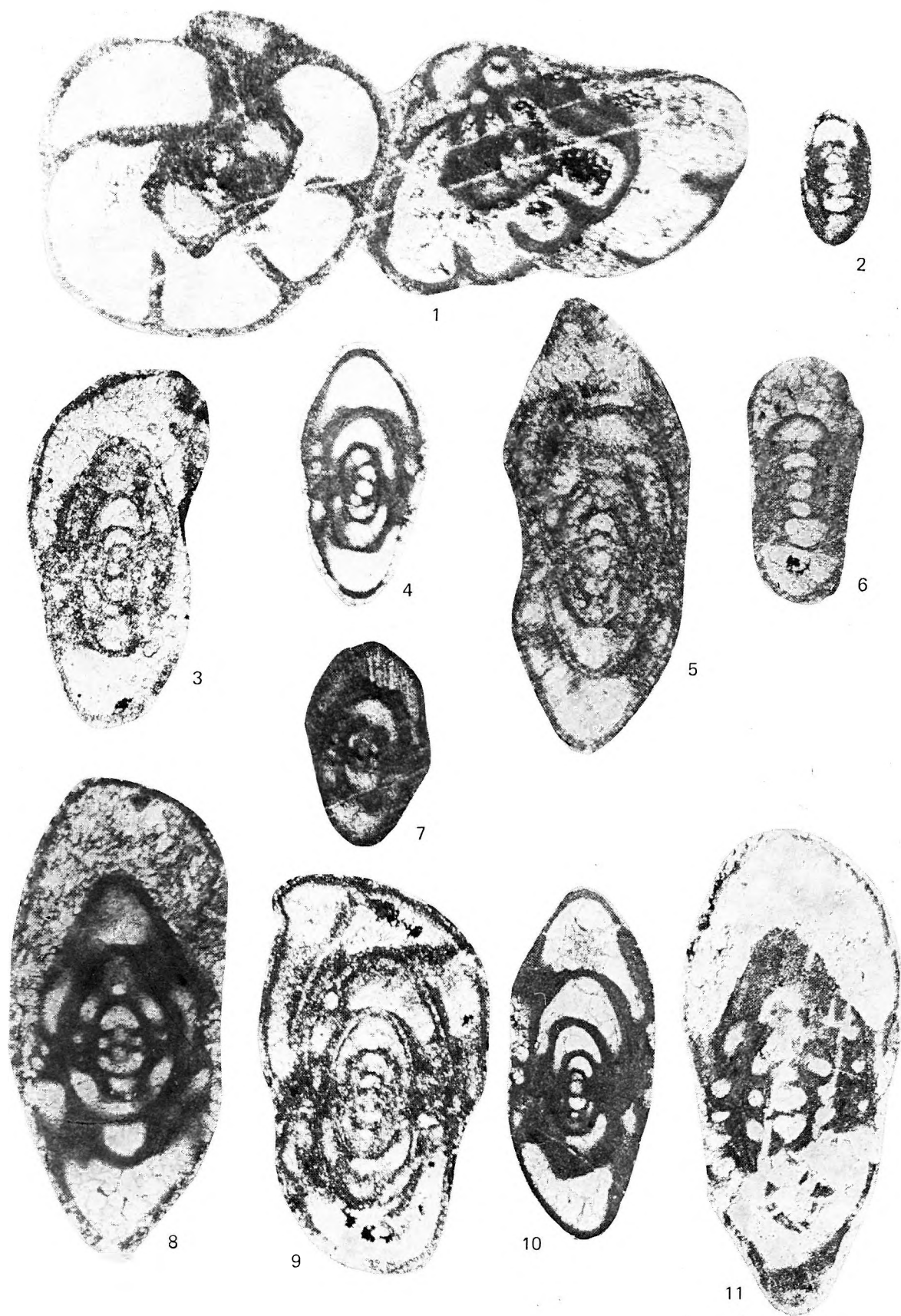
1. *Endothyra* cf. *similis* RAUSER-CHERNOUSSOVA et REITLINGER
2. *Mediocris cupellaeformis* (GANELINA)  
285,1 m
- 3., 9. *Pseudoendothyra* sp.  
285,1 m
4. *Eostaffella* cf. *parastruvei* RAUSER-CHERNOUSSOVA  
338,5—340,1 m
5. *Pseudoendothyra* cf. *struvii supressa* (SCHLYKOVA)  
285,1 m
6. *Mediocris mediocris* (VISSARIONOVA)  
296,3 m
7. ?*Eostaffella* sp.  
338,2—339,8 m
- 8., 11. *Eostaffella* cf. *ikensis* VISSARIONOVA  
11.: 342,6 m
10. *Eostaffella* cf. *vasta* ROZOVSKAJA  
338,5—340,1 m

100×

1., 8.: Kutató-táró

2., 3., 5., 6., 9.: Szabadbattyán-9. sz. f.

4., 7., 10., 11.: Szabadbattyán-10. sz. f.



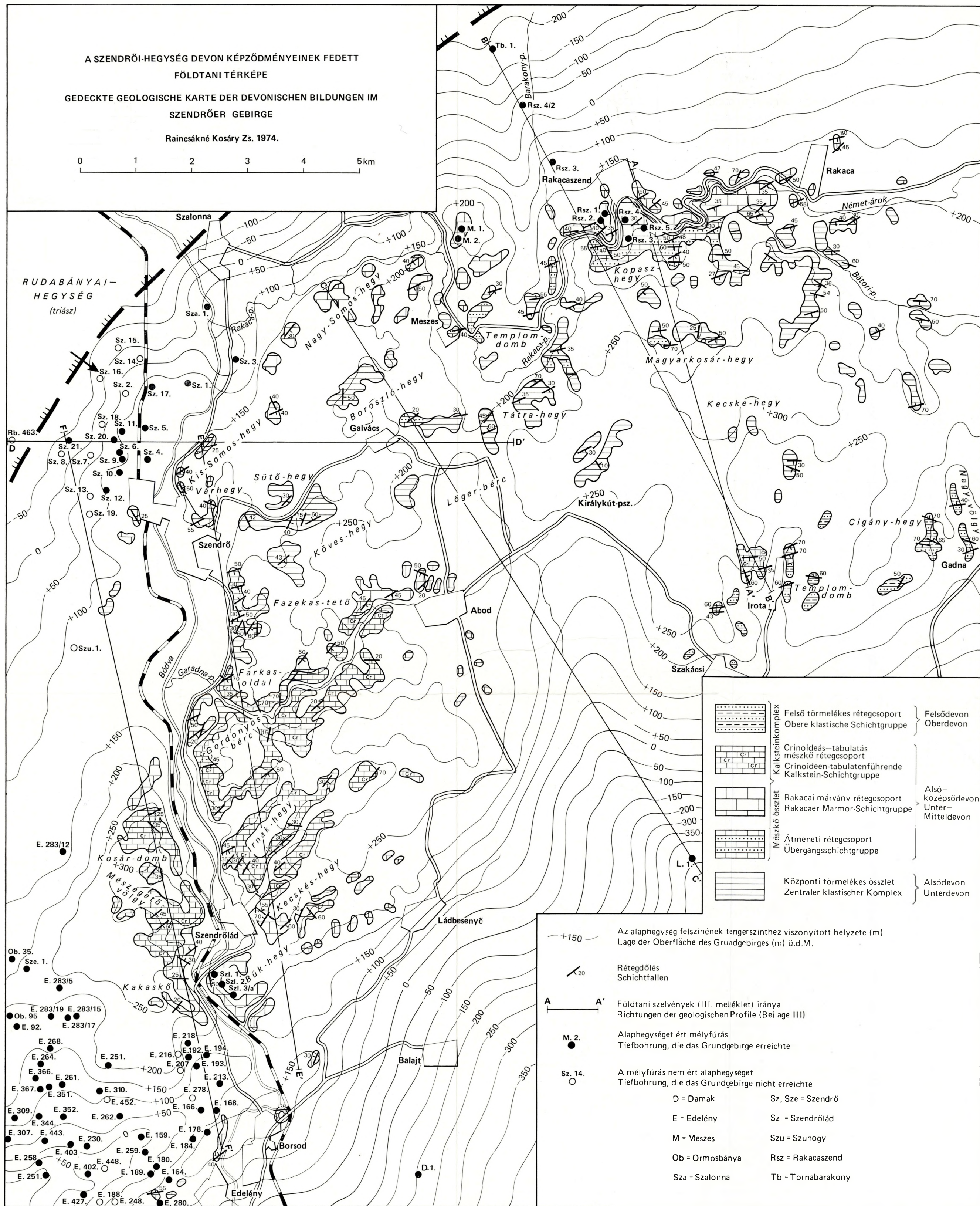


A SZENDRŐI-HEGYSÉG DEVON KÉPZŐDMÉNYEINEK FEDETT  
FÖLDTANI TÉRKÉPE

GEDECKTE GEOLOGISCHE KARTE DER DEVONISCHEN BILDUNGEN IM  
SZENDRŐER GEBIRGE

Raincsákné Kosáry Zs. 1974.

0 1 2 3 4 5 km





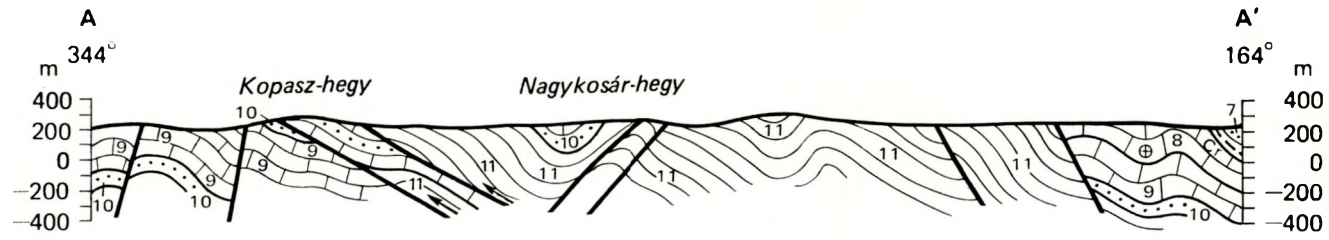




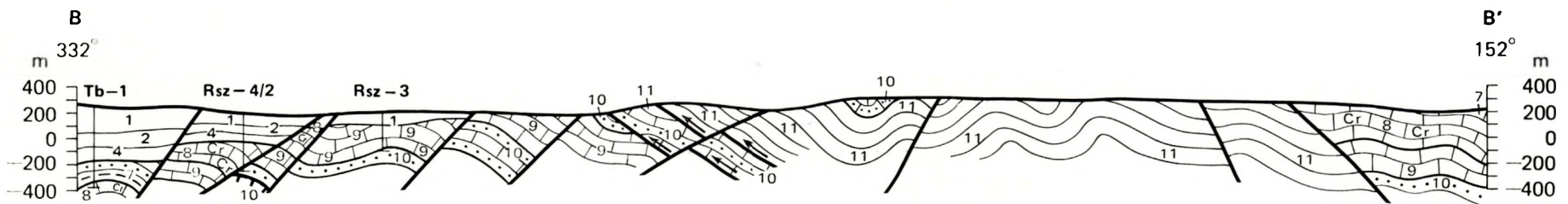
Raincsákné Kosáry Zs. 1974.

0 1 2 3 4 km

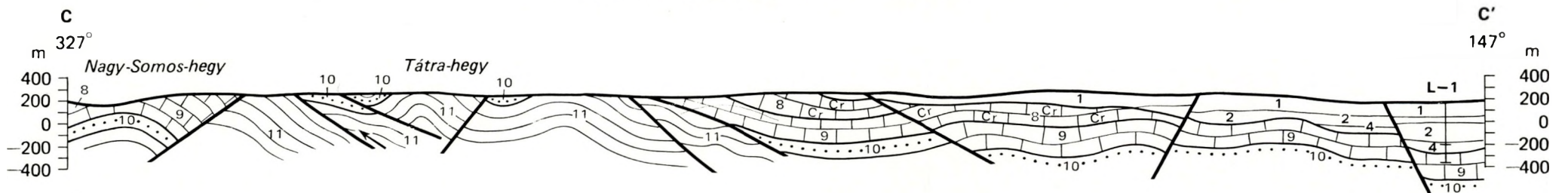
RAKACASZEND ÉS IROTA KÖZÖTT



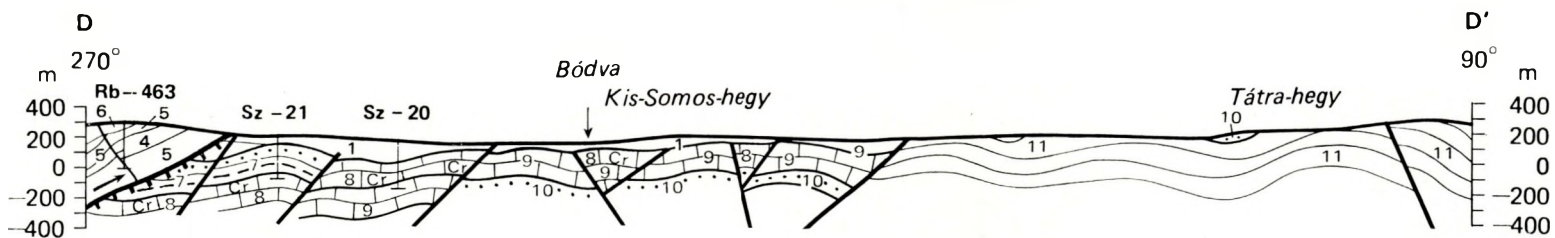
A TB-1 sz. MÉLYFÚRÁS ÉS IROTA KÖZÖTT



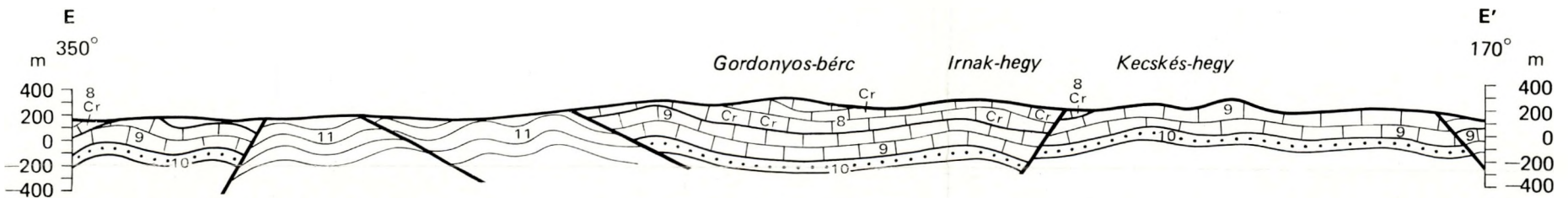
A NAGY-SOMOS-HEGY ÉS A L-1sz. MÉLYFÚRÁS KÖZÖTT



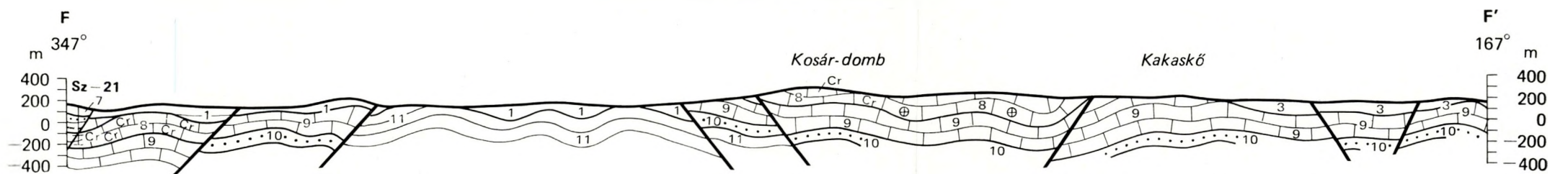
A RB-463 sz. MÉLYFÚRÁS ÉS A TÁTRA-HEGY KÖZÖTT



A KIS-SOMOS-HEGY ÉS BORSOD KÖZÖTT



A SZ-21 sz. MÉLYFÚRÁS ÉS EDELÉNY KÖZÖTT



MEDENCEÜLEDÉKEK

BECKENABLAGERUNGEN

TRIÁSZ

TRIAS

- |                    |                   |                 |                       |                |                 |
|--------------------|-------------------|-----------------|-----------------------|----------------|-----------------|
| 1 Pannóniai Pannon | 2 Szarmata Sarmat | 3 Helvét Helvet | 4 Burdigálai Burdigal | 5 Ladini Ladin | 6 Anizuszi Anis |
|--------------------|-------------------|-----------------|-----------------------|----------------|-----------------|

DEVON

MÉSZKŐ ÖSSZLET

KALKSTEINKOMPLEX

- |   |  |   |  |   |
|---|--|---|--|---|
| 7 Felső törmeléken rétegcsoport<br>Obere klastische Schichtgruppe | 8 Crinoideás-tabulatás<br>mészko rétegcsoport<br>Crinoideen-tabulatenführende<br>Kalkstein-Schichtgruppe | 9 Rakacai márvány rétegcsoport<br>Rakacaer Marmor-Schichtgruppe | 10 Átmeneti rétegcsoport<br>Übergangsschichtgruppe | 11 Központi törmeléken<br>összlet<br>Zentraler klastischer<br>Komplex |
|---|--|---|--|---|

- |   |  |                    |
|---|--|--------------------|
| Rudabányai rátolódás<br>Rudabányaer Überschiebung | Pikkelyes feltolódás<br>Schuppenstruktur | Vető<br>Verwerfung |
|---|--|--------------------|



## A KÖZPONTI TÖRMELEKES ÖSSZLET ÉS AZ É-I MÉSZKŐVONULAT MESZES KÉPZŐDMÉNYEINEK JELLEMZÉSE A NAGYOBB FELTÁRÁSOK RÉTEGSORAI ALAPJÁN

## CHARAKTERISIERUNG DES ZENTRALEN KLASTISCHEN KOMPLEXES UND DER KALKIGEN BILDUNGEN IM N-LICHEN KALKSTEINZUG AUFGRUND DER SCHICHTREIHEN DER GRÖßEREN AUFSCHLÜSSE

Raincsákné Kosáry Zs. 1974.

Köves-hegy, Galvács, Tatra-hegy

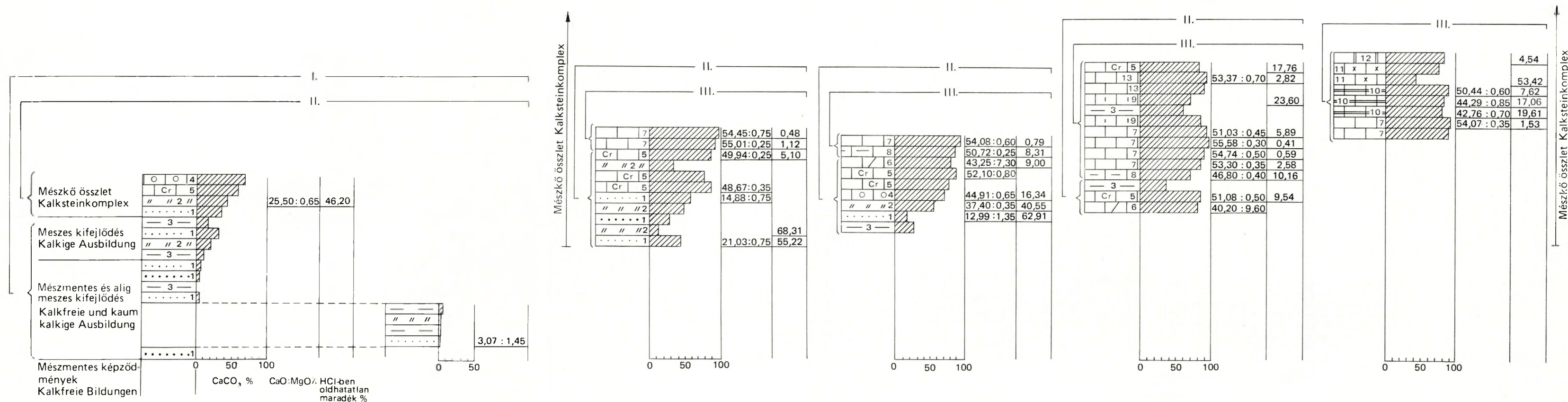
Szendrő, palabányák

Meszes, Templomdomb, Várhegy

Rakacaszend, Kopasz-hegy

Rakacaszend, műút menti köfőjtőtől  
a rakacai Verebes-bányáig

Szendrő, várhegyi nagy köfőjtő



1. Durvaszemcsés  
Finomszemcsés  
Grobkörniger  
Feinkörniger } homokkő  
Sandstein
2. Aleuolitpala  
Aleuolitschiefer
3. Agyag- és márgapala  
Ton- und Mergelschiefer
4. Meszes intrakonglomerátum  
Kalkiges Intrakonglomerat
5. Sötétszürke crinoideás mészkő  
Dunkelgrauer crinoideenführender  
Kalkstein
6. Dolomitos mészkő  
Dolomithaltiger Kalkstein
7. Világos rakacai  
márvány  
Heller Rakacai  
Marmor
8. Sárga, szericites mészkő  
Gelber, serizithaltiger  
Kalkstein
9. Sötétszürke sárgasávos  
mészkő  
Dunkelgrauer gelbe-  
streifter Kalkstein
10. Szericitlencsés mészkő  
Kalkstein mit Serizitlinsen
11. Tufás mészkő  
Tuffiger Kalkstein
12. Sárga, pados mészkő  
Gelber, bankiger Kalkstein
13. Sötétszürke rakacai  
márvány  
Dunkelgrauer Rak-  
acai Marmor



## CHARAKTERISIERUNG DER KALKIGEN BILDUNGEN DES S-LICHEN KALKSTEINZUGES AUFGRUND DER SCHICHTREIHEN DER GRÖßEREN AUFSCHLÜSSE

Raincsákné Kosáry Zs. 1974.

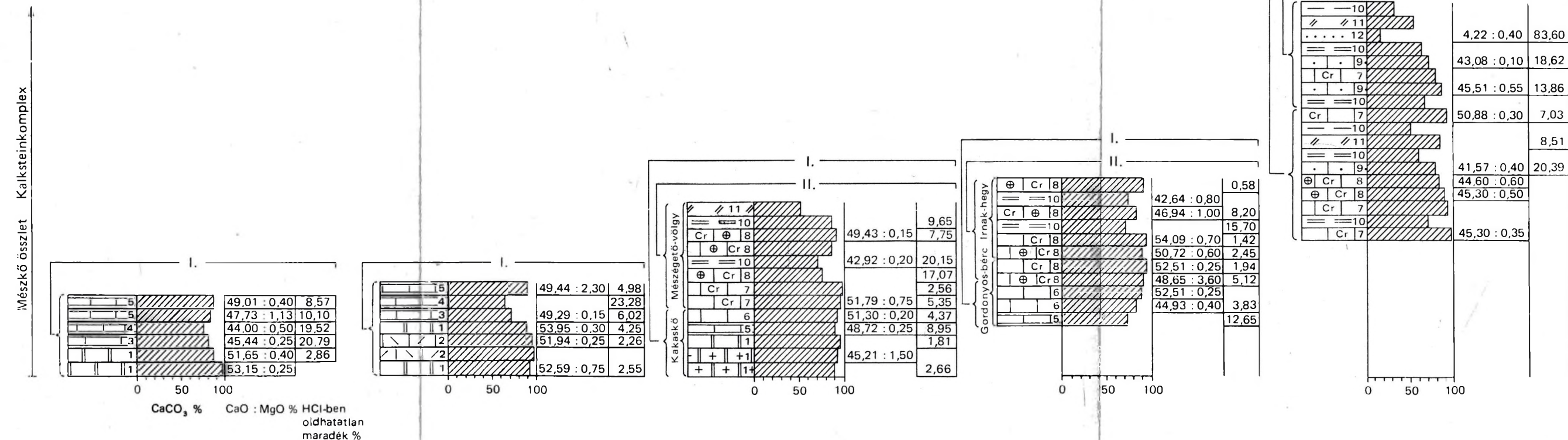
Kecskés-hegytől D-re levő domb

Kecskés-hegy

Kakaskő, Mészégető-völgy

Gordonyos-bérc, Irnak-hegy

Irota és Gadna környéke

D-i kifejlődési terület  
S-liches AusbildungsgebietÉ-i és D-i kifejlődési terület  
N-liches und S-liches Ausbildungsgebiet

1. Sárga, pados, Gelber, bankiger Ankerites, limonitos Ankerit- und limonithaltiger Kalkstein
2. Fehér márvány, Weißer Marmor
3. Sárga, lemezes mészkő, Gelber Plattenkalkstein
4. Világosszürke, lemezes mészkő, Hellgrauer Plattenkalkstein
5. Fekete, lemezes mészkő, Schwarzer Plattenkalkstein
6. Sötét rakacai márvány és pados crinoideás mészkő, Dunkler Rakacai Marmor und bankiger crinoideenführender Kalkstein
- II. Crinoideás-tabulatás mészkő rétegcsoport  
II. Crinoideen-tabulatenführende Kalkstein-Schichtgruppe
7. Sötétszürke, vékonyréteges crinoideás mészkő, Dunkelgrauer, dünngeschichteter Crinoideenkalkstein
8. Crinoideás-tabulatás mészkő, Crinoideen-tabulatenführender Kalkstein
9. Törmelékes mészkő, Klastischer Kalkstein
10. Mészpala, Kalkschiefer, Agyapala, Tonschiefer
11. Aleurolitpala, Aleurolitschiefer
12. Finomszemcsés, Feinkörniger, Durvaszemcsés, Grobkörniger homokkőpala, Sandsteinschiefer
- III. Felső törmelékes rétegcsoport  
III. Obere klastische Schichtgruppe